



Sous la
direction
de
Jean-Yves
DANIEL

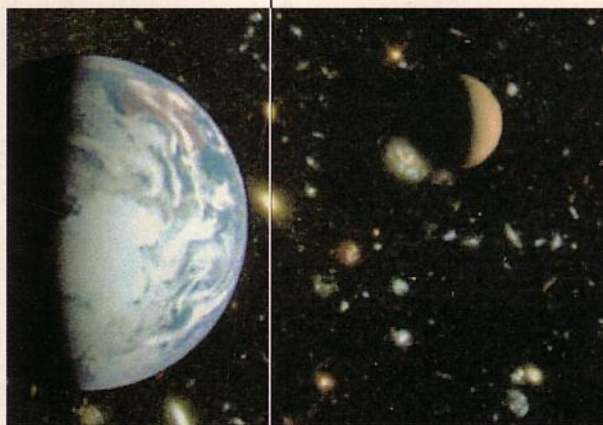
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

André
BRAHIC

Michel
HOFFERT

André
SCHAAF

Marc
TARDY



Vuibert

VISIT...

LANZAROTE
Caliente.COM

Ouvrage réalisé avec le concours de :

Jean-Yves DUBOIS

inspecteur général de l'Éducation nationale
chercheur associé à l'Institut national de l'éducation
professeur associé à l'université de Marne-la-Vallée

SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

André BRAMIC

Professeur à l'université Paris VII Denis Diderot

Michel HOFFER

Professeur à l'université Louis Pasteur, Strasbourg

André SCHAAF

Professeur à l'université Louis Pasteur, Strasbourg

Marc TARDY

Professeur à l'université de Savoie, Chambéry



SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Tous, nous dédions ce livre à Évelyne



Ouvrage réalisé sous la direction de

Jean-Yves DANIEL

Inspecteur général de l'Éducation nationale,
chercheur associé à l'Institut d'astrophysique de Paris,
professeur associé à l'université de Marne-la-Vallée

SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

André BRAHIC

Professeur à l'université Paris VII/Denis Diderot

Michel HOFFERT

Professeur à l'université Louis Pasteur, Strasbourg

André SCHAAF

Professeur à l'université Louis Pasteur, Strasbourg

Marc TARDY

Professeur à l'université de Savoie, Chambéry

Cinquième partie

LA TERRE, PLANÈTE DU VIVANT

vuibert

CHEZ LE MÊME ÉDITEUR :

Nicole Aimé-Genty (sous la direction de), *Le sang. Dictionnaire encyclopédique* (préface de Jean Dausset, prix Nobel)
— *Le cerveau. Dictionnaire encyclopédique*
— *La cellule. Dictionnaire encyclopédique*

Michelle Dupont, Jacqueline Souchon & Jean-Pierre Veillat, *Nouveau mémento de biologie*

Christian Robert & Pierre Vincent, *Biologie & Physiologie humaines*

et des dizaines d'autres ouvrages de référence pour l'enseignement supérieur scientifique.



ILLUSTRATIONS DE LA COUVERTURE (de haut en bas) :

Le synclinal perché de l'Arclusaz, au sud du massif subalpin des Bauges, en Savoie (Alpes occidentales). Vue oblique vers le nord. Le pli, déversé vers l'ouest, affecte les formations sédimentaires stratifiées du Crétacé et, en particulier, la dalle calcaire urgonienne du Barrémien Aptien inférieur (-125 à -112 Ma). À droite, le flanc est du pli est profondément entaillé par la Combe de Savoie où coule l'Isère. Cette vallée sépare les Bauges des massifs cristallins externes dont fait partie le Mont Blanc, perceptible à l'horizon dans l'angle supérieur droit de l'image.

Photographie aérienne de Denis Vidalie reproduite avec l'aimable autorisation du Parc naturel régional du Massif des Bauges.

Montage photographique montrant le couple Terre-Lune (observé ici par la sonde Apollo) sur un fond de galaxies lointaines (observé par le télescope spatial Hubble).

Réalisation de Jean Mouette, Institut d'astrophysique de Paris/CNRS.

Première vision d'une plaine abyssale, avec un champ de nodules de manganèse et un habitant des grands fonds (Pacifique nord : 14°35' N ; 130°42' W ; profondeur 5135 m).

Photographie de Michel Hoffert prise du sous-marin Nautile le 2 décembre 1988; campagne Nixonaut de l'Ifremer.



Maquette et mise en page : Isabelle Paisant

Schémas et dessins originaux : Lionel Auvergne

Coordination technique : Alain Luguët

Édition : Marc Jammet

Impression : STIGE, Turin



ISBN 2-7117-5280-1

Première édition : août 1999

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans le but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droits ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article 40).

En dehors de l'usage privé du copiste, toute reproduction totale ou partielle de cet ouvrage est interdite.

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

Attention ! Le photocopillage tue le livre.

Le « photocopillage », c'est l'usage abusif et collectif de la photocopie sans autorisation des auteurs et des éditeurs.

Largement répandu dans les établissements d'enseignement, le photocopillage menace l'avenir du livre, car il met en danger son équilibre économique. Il prive les auteurs d'une juste rémunération.

Des photocopies payantes peuvent être réalisées avec l'accord de l'éditeur.

S'adresser au Centre français d'exploitation du droit de copie : 20 rue des Grands Augustins 75006 Paris - Tél. 01 44 07 47 70.

© Librairie Vuibert, août 1999

20, rue Barbier-du-Mets

75647 Paris Cedex 13

SOMMAIRE

Première partie

LA TERRE, PLANÈTE DU SYSTÈME SOLAIRE

CHAPITRE 1	La place de la Terre dans l'Univers	3
CHAPITRE 2	La formation du système solaire	85
CHAPITRE 3	L'évolution de la Terre et des planètes	109

Deuxième partie

LA TERRE, ARCHIVES GÉOLOGIQUES ET MÉMOIRE DU TEMPS

CHAPITRE 4	Les concepts de base de la géologie, science de l'histoire de la Terre	155
CHAPITRE 5	Les roches : des archives géologiques	173
CHAPITRE 6	La mesure du temps et l'histoire de la Terre	215

Troisième partie

LA TERRE ET SES CLIMATS, DYNAMIQUE DES ENVELOPPES FLUIDES

CHAPITRE 7	Les climats actuels	247
CHAPITRE 8	Les climats anciens	299
CHAPITRE 9	Les climats du futur	331

Quatrième partie

LA TERRE SOLIDE ET SA DYNAMIQUE

CHAPITRE 10	Forme, structure et dynamique globales de la Terre	349
CHAPITRE 11	La lithosphère et sa dynamique	385

Cinquième partie

LA TERRE, PLANÈTE DU VIVANT

CHAPITRE 12	L'apparition de la biosphère	497
CHAPITRE 13	La diversification et l'évolution de la biosphère	517

Annexes

TABLE ANALYTIQUE	VII
CAHIER HORS TEXTE D'ILLUSTRATIONS EN COULEURS	142
SOLUTIONS DES EXERCICES	601
BIBLIOGRAPHIE	619
UNITES, CONSTANTES ET VALEURS	623
INDEX	627

Sous forme de tableaux synoptiques, on trouvera :

- la chronologie de l'histoire de l'Univers p. 32
- les divisions chronologiques de l'histoire de la Terre p. 226.

TABLE ANALYTIQUE

AVANT-PROPOS	XV
AVERTISSEMENT	XVII

Première partie LA TERRE, PLANÈTE DU SYSTÈME SOLAIRE

CHAPITRE 1 LA PLACE DE LA TERRE DANS L'UNIVERS	3
1. Introduction	3
2. La naissance de la raison ou comment notre vision de la place de la Terre a émergé	4
Les grandes étapes de l'Antiquité, 4 – La mesure de la taille de la Terre, de la Lune et du Soleil, 6 – Aristarque, Hipparque et Ptolémée, 6 – La Renaissance, 6 – Le xx ^e siècle et la naissance de l'astrophysique, 8	
3. La répartition de la matière dans l'Univers	8
Planètes, étoiles et galaxies, 8 – La mesure des distances, 10 – La Galaxie, 11 – Les galaxies, 11 – Les amas de galaxies, 13 – La distribution de la matière et du rayonnement à grande échelle 13, – L'Univers à différentes longueurs d'onde, 13	
4. L'histoire de l'Univers	15
Pourquoi le ciel est-il noir la nuit ? 15 – L'expansion de l'Univers et le principe cosmologique, 15 – La densité de l'Univers et la masse cachée, 18 – Le rayonnement fossile, 19 – INTERACTIONS ET PARTICULES, 20 – L'histoire thermique de l'Univers et les premiers instants, 23 – La cosmologie moderne : les principaux faits d'observation et quelques problèmes, 25 – La vie des étoiles, 26 – La nucléosynthèse des éléments, 29 – La mesure des âges, 30 – Le milieu interstellaire et les molécules interstellaires, 31	
5. Le Soleil et ses relations avec la Terre	33
L'intérieur du Soleil ou pourquoi le Soleil brille-t-il ? 35 – ÉQUILIBRE HYDROSTATIQUE DU SOLEIL, 35 – Le théorème du viriel, 36 – THÉORÈME DU VIRIEL ET APPLICATIONS, 37 – L'intérieur du Soleil, 38 – Les réactions thermonucléaires au centre du Soleil, 39 – RÉACTIONS THERMONUCLÉAIRES DE TRANSFORMATION DE L'HYDROGÈNE EN HÉLIUM, 40 – La composition chimique du Soleil, 40 – Les neutrinos solaires, 40 – L'atmosphère du Soleil, 41 – La photosphère et les taches solaires, 42 – La chromosphère, 42 – La couronne, 43 – Le vent solaire, 43 – L'activité solaire, 44 – Le cycle solaire, 44 – La constante solaire, 44 – Les relations Soleil-Terre, 45 – L'irradiation et le bombardement cosmique, 45 – Les relations Soleil-climat, 45	
6. Le mouvement de la Terre dans l'espace	47
Les preuves du mouvement de la Terre autour du Soleil et de la rotation terrestre, 47 – LES PREUVES DU MOUVEMENT DE LA TERRE, 48 – Les lois de Kepler et le mouvement des deux corps, 50 – La vitesse d'évasion, 52 – Les effets de marée, 53 – Limite de Roche, orbite synchrone et sphère d'influence, 55	

– La limite de Roche, 55 – La sphère d'influence, 56 – La rotation de la Terre, 58 – Rotation de la Terre et climat, 58 – Irrégularités à long terme de la rotation terrestre, 59 – Le mouvement du pôle, 59 – Le mouvement de la Terre dans l'espace, 59 – L'obliquité de l'axe de rotation et les saisons, 60 – Le champ de gravité terrestre et la forme de la Terre, 61 – L'évolution à long terme : stabilité ou chaos ? 62

7. La Terre au sein du système solaire	62
Caractéristiques physiques des planètes, 63 – Planètes telluriques et planètes géantes, 66 – Les planètes telluriques, 66 – Les planètes géantes, 66 – Pluton et au delà, 67 – Les satellites, 69 – Les petits corps du système solaire, 71 – Les astéroïdes, 71 – Les comètes, 72 – Les anneaux des planètes, 72 – Les météorites, 72 – Le milieu interplanétaire et les poussières, 74 – EXERCICES, 74 – RAPPELS DE MÉCANIQUE CLASSIQUE, 75 – COSMOLOGIE, 79	
CHAPITRE 2 LA FORMATION DU SYSTÈME SOLAIRE	85
1. Introduction	85
2. Création ou éternité ?	86
3. Quelques faits d'observation	91
La régularité des orbites planétaires, 91 – La rotation lente du Soleil, 91 – La composition chimique du système solaire, 92 – Les « similitudes » entre les systèmes de satellites et les systèmes de planètes, 93 – L'âge de la Terre et du système solaire, 93 – La cratérisation, 93 – Les météorites, 94 – Les astéroïdes, 94 – Les comètes, 95 – Les anneaux, 96 – Quelques « fausses pistes », 96 – L'exploration du système solaire, 97 – L'observation des sites de formation d'étoiles, 97	
4. Un scénario de la formation des planètes	99
5. Quelques problèmes	103
Comment déclencher la formation d'une étoile ? 103 – Quels étaient la masse et l'état de la nébuleuse proto-solaire ? 103 – La planète Jupiter a-t-elle été formée avant ou après les planètes telluriques ? 104 – Y a-t-il eu un effet de « boule de neige » ? 104 – Les systèmes de satellites et les anneaux, 105	
6. La formation de la Lune	106
La théorie de la fission, 106 – La théorie de la capture, 106 – La théorie des planètes jumelles, 107 – EXERCICES, 108	
CHAPITRE 3 L'ÉVOLUTION DE LA TERRE ET DES PLANÈTES	109
1. Les moteurs de l'évolution	109
2. Activité interne et flux de chaleur	111
La sismologie, 114 – Le magnétisme, 114 – La mécanique céleste, 115	
3. Le volcanisme	118
4. La cratérisation	125
5. La formation et l'évolution des atmosphères	134
L'origine des atmosphères, 135 – Le rôle de l'altitude, 136 – L'eau et ses multiples interactions, 140 – Le cycle de l'eau, 140 – L'eau, l'atmosphère et la vie, 141 – Les saisons, 141 – L'effet de serre, 142 – Le climat et ses variations, 142 – La diversité des atmosphères, 144 – L'atmosphère des planètes telluriques, 144 – L'atmosphère des satellites, 145 – L'atmosphère des planètes géantes, 145 – EXERCICES, 147 – À LA RECHERCHE D'AUTRES SYSTÈMES SOLAIRES ET DE LA VIE, 148	

Deuxième partie

LA TERRE, ARCHIVES GÉOLOGIQUES ET MÉMOIRE DU TEMPS

CHAPITRE 4 LES CONCEPTS DE BASE DE LA GÉOLOGIE, SCIENCE DE L'HISTOIRE DE LA TERRE	155
1. Introduction : l'opposition temps-éternité	155
2. Prise de conscience progressive de la longueur du temps	156
L'âge biblique et une histoire de la Terre liée au temps cyclique, 156 – La conquête progressive du temps long, 157	
3. La théorie de l'évolution et la flèche du temps	157
L'évolution se fait lentement et les temps géologiques sont longs, 158 – L'évolution est irréversible et donne une flèche au temps, 158 – L'évolution n'a pas de but, n'est pas dirigée et est liée à l'histoire de la Terre, 158	
4. Causes actuelles-causes anciennes	159
Uniformité des lois naturelles dans le temps et dans l'espace, 160 – Uniformité des processus au cours du temps, 160 – Uniformité de rythme ou gradualisme, 160 – Remarque, 160 – Une brève discussion sur le principe : « le présent est la clé du passé », 160 – <i>De nombreuses roches, abondantes dans les séries géologiques, ne semblent plus se former actuellement, ou dans des proportions très différentes, 160 – Le « présent » n'est pas représentatif des temps anciens, 160 – Il n'est possible de reconnaître dans l'ancien que les milieux actuels ou des mécanismes physico-chimiques identifiés, 161 – La comparaison entre actuel et ancien ne peut se faire que sur ce qui est conservé dans l'ancien, 161 – Des modifications irréversibles caractérisent l'histoire de la Terre, 161 – Des extinctions massives des espèces sont connues au cours des temps géologiques, comme celle de la fin de l'ère primaire, ou encore celle de la limite Crétacé-Tertiaire, 161 – En guise de conclusion au concept « causes anciennes-causes actuelles », 161</i>	
5. Âge absolu de la Terre et durée des événements géologiques	162
Quelques méthodes d'estimation d'âge absolu, 162 – Les datations radiométriques, 162	
6. L'organisation en strates des roches sédimentaires	163
L'observation d'un affleurement plurimétrique de roches sédimentaires, 163 – L'observation de carottages de sédiments récents, non encore consolidés, 164 – Le concept de strate dans la littérature géologique, 165 – Terminologie de description des affleurements sédimentaires, 166 – Des strates particulières : niveaux condensés et niveaux fossilifères, 167 – <i>Les niveaux condensés, 167 – Niveaux fossilifères, 168 – Proposition d'une définition des strates, 168 – Remarque : « strate » et « couche », 169</i>	
7. En guise de conclusion à l'analyse de ces concepts	170
EXERCICES, 170	
CHAPITRE 5 LES ROCHES : DES ARCHIVES GÉOLOGIQUES	173
1. Le cycle sédimentaire	173
La notion de roche-mère, 173 – Les étapes du cycle sédimentaire, 173 – L'altération, 174 – Érosion et transport, 178 – Le transport, 178 – Sédimentation et dépôts sédimentaires, 182 – La diagenèse, 183 – Cycle sédimentaire et cycles externes, 185	

2. Les informations issues de l'étude des roches qui constituent une strate et des séquences de strates	187
La pétrographie : caractérisation et identification des différentes roches, 187 – Le faciès : caractérisation du milieu de formation du sédiment, 188 – <i>Le lithofaciès</i>, 188 – <i>Le biofaciès</i>, 190 – <i>Le faciès</i>, 190 – Les limites de strates et leur signification, 191 – <i>Limites liées à des modifications diagénétiques</i>, 191 – <i>Limites par absence de dépôt ou « lacune sédimentaire »</i>, 191 – <i>Limite par érosion</i>, 191 – <i>Discussion sur la signification des limites de strates</i>, 191 – La superposition des strates : la stratigraphie et les séquences, 192 – <i>Les principes de « base » de la stratigraphie</i>, 193 – <i>Le concept de séquence et d'analyse séquentielle</i>, 194 – Les séries sédimentaires : une information fragmentaire de l'histoire géologique, 197 – EXERCICE, 199 – LES MINÉRAUX ARGILEUX ET LES ARGILES, 202 – CLASSIFICATION ET DÉNOMINATION DES ROCHES SÉDIMENTAIRES LES PLUS COMMUNES, 208	
CHAPITRE 6 LA MESURE DU TEMPS ET L'HISTOIRE DE LA TERRE	215
1. Lithostratigraphie	215
Principes, 215 – L'unité de base cartographique de la lithostratigraphie : la « formation », 217 – Les limites et les avantages de la lithostratigraphie, 217 – Remarque : stratigraphie sismique et diagraphies, 218	
2. Biostratigraphie et échelle biostratigraphique	219
Concepts : corrélation et subdivision, 219 – Les fossiles et la datation biostratigraphique, 219 – La biozone, 220 – Les échelles biochronologiques, 221	
3. Limites stratigraphiques et cartes géologiques	221
Extinctions et subdivisions biostratigraphiques, 221 – Les principales extinctions en masse, 222 – Les ères, subdivisions majeures des temps géologiques, 223 – L'étage, 223 – Les systèmes, 225 – L'échelle chronostratigraphique mondiale, 225 – La notion d'éon et les temps précambriens, 227 – La stratigraphie du Quaternaire, 227 – La carte géologique en terrains sédimentaires : une représentation du temps, 227	
4. Datation absolue	228
Les « horloges sédimentologiques », 228 – <i>L'exemple des varves</i>, 229 – Les « horloges paléontologiques », 229 – <i>La dendrochronologie</i>, 229 – <i>Conclusions relatives à ces méthodes basées sur des observations d'objets naturels</i>, 229 – La thermoluminescence (TL), 229 – <i>Définition</i>, 229 – <i>Application</i>, 230 – <i>Limites, domaine d'application et marge d'erreur</i>, 230 – <i>Domaine d'application</i>, 230 – Géochronologie et radiochronologie, 230 – <i>Principes</i>, 230 – <i>Buts</i>, 231 – <i>Les modes de détermination des âges</i>, 231 – <i>La datation au ^{14}C</i>, 233 – <i>Conclusions aux méthodes de « datations absolues »</i>, 234	
5. Chimiostratigraphie	235
6. Magnétostratigraphie	236
Le géomagnétisme actuel, 236 – Aimantation d'une roche, 236 – Les variations séculaires du champ magnétique terrestre, 237 – L'échelle magnétostratigraphique, 237	
7. Stratigraphie séquentielle : quelques concepts de base	238
La séquence de dépôts, 238 – Les causes des séquences de dépôts, leur durée et leur emboîtement, 239	
8. En guise de conclusion	242
EXERCICE, 243	

Troisième partie

LA TERRE ET SES CLIMATS, DYNAMIQUE DES ENVELOPPES FLUIDES

CHAPITRE 7 LES CLIMATS ACTUELS	247
1. La source et les vecteurs d'énergie	247
L'énergie solaire, 247 – Le spectre électromagnétique, 247 – La constante solaire, 248 – Les variations énergétiques saisonnières, 248 – Les taches solaires et les variations de luminosité, 249 – L'eau, 250 – Les changements d'état de l'eau, 250 – Les échanges d'énergie : chaleur et travail, 251 – Les phénomènes d'absorption, 251 – Les chaleurs massique et latentes de changement d'état, 252 – La vaporisation, 253 – La solubilisation des gaz, 254 – HISTOIRES D'EAU, 254 – L'atmosphère, 255 – Les constituants majeurs, 256 – Les constituants mineurs naturels, 256 – Les constituants anthropiques, 256 – L'ozone troposphérique, 257 – L'ozone stratosphérique, 259 – La stratification de l'atmosphère, 262 – Les aérosols, 263	
2. La dynamique des climats	263
La circulation atmosphérique, 263 – La pression atmosphérique, 264 – Les forces de Coriolis et de frottement, 265 – Les vents géostrophiques, les convergences et les divergences, 266 – CORIOLIS ET LES BAIGNOIRES, 267 – La circulation globale de l'atmosphère, 268 – Les météores, 273 – La circulation océanique, 276 – La circulation de surface, 276 – La circulation profonde, 280 – Les upwellings équatoriaux, 281 – Les upwellings et les downwellings côtiers, 282 – Les mécanismes et les interactions, 283 – L'effet de serre, 283 – Le stockage et les transferts d'énergie, 286 – El Niño, 287	
3. Les systèmes climatiques	289
La classification des climats, 289 – La classification fondée sur celle de Köppen, 289 – La répartition mondiale, 291 – La météorologie, 291 – Les moyens d'observation et l'acquisition des données, 292 – Les paramètres mesurés, 292 – Le traitement des données et les prévisions, 292 – L'organisation mondiale de surveillance, 293 – Les systèmes régionaux et locaux, 293 – Les moussons, 293 – Les vents, 294 – Les pollutions, 295 – EXERCICES, 296	
CHAPITRE 8 LES CLIMATS ANCIENS	299
1. Les témoignages	299
Les archives de la Terre, 299 – Les archives continentales, 299 – Les archives glaciaires, 301 – Les archives marines, 302 – Les isotopes stables, 302 – Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène, 302 – Les isotopes du carbone, 304 – Les gaz rares, 305 – Les archives historiques, 306 – L'Optimum climatique de l'Holocène, 306 – L'Optimum climatique du Moyen Âge, 306 – Le Petit Âge glaciaire, 306 – Le dernier siècle, 306	
2. Les mécanismes responsables des variations climatiques	307
Les mécanismes astronomiques, 308 – La théorie de Croll-Milankovitch, 308 – La stabilité du système au cours des temps géologiques, 309 – Les mécanismes géochimiques, 309 – Les mécanismes impliquant la biosphère, 309 – Les mécanismes impliquant la géosphère, 313 – Les mécanismes liés à la dynamique terrestre, 313 – La dérive des continents, 313 – La géométrie des océans, 314	
3. Les variations du climat au cours de l'histoire de la Terre	316
Les climats précambriens, 316 – Le paradoxe de l'Archéen et la chimie de l'atmosphère, 316 – La glaciation huronienne et l'expansion des stromatolithes, 317 – Le Paléozoïque et le Mésozoïque, 317 – La glaciation permienne et la forêt carbonifère, 317 – La période chaude du Mésozoïque, 318 – Le Cénozoïque, 318 – Le Maximum Thermique de l'Éocène, 318 – Les refroidissements progressifs de l'Éocène au Miocène, 319 – Les glaciations plio-quatérnaires, 321 – Le Würm, 322 – Le Dernier Maximum Glaciaire (= DMG), 325 – Du dernier maximum glaciaire à l'Holocène, 325 – EXERCICES, 329	

CHAPITRE 9	LES CLIMATS DU FUTUR	331
1.	Les tendances actuelles du climat et ses implications	331
	Les observations, 331 – Le réchauffement annuel, 331 – L'élévation du niveau de la mer, 331 – La pollution de l'atmosphère, 332 – Les perspectives, 332	
2.	L'effet de serre : mécanismes et perturbations	332
	Le bilan radiatif, 332 – L'albédo de la Terre, 332 – L'absorption atmosphérique, 333 – Le bilan au sol, 333 – L'énergie émise par la Terre, 333 – Le bilan énergétique de l'atmosphère, 334 – L'effet de serre : quelques précisions, 334 – Le rôle de l'eau dans le bilan du rayonnement, 334 – L'absorption, 334 – Les nuages, 334 – Les variations locales des énergies absorbées et rayonnées, 335 – Les glaces de mer, 335 – L'influence de la vapeur d'eau et des nuages, 335 – Le dioxyde de carbone atmosphérique et le cycle du carbone, 336 – Le cycle naturel, 336 – Les perturbations anthropiques, 338 – Le bilan des perturbations anthropiques, 339 – Un premier puits : l'océan, 339 – Un deuxième puits : la biosphère continentale, 340 – Les autres gaz à effet de serre, 341 – Le méthane, 341 – Les CFC, 342 – Les aérosols, 342	
3.	Scénarios pour demain : des modèles, des observations, des incertitudes	342
	La réponse des régions polaires, 342 – La réponse des océans, 343 – La réponse de la biosphère marine, 343 – La réponse de la biosphère continentale, 343 – La réponse de la vapeur d'eau et des nuages, 344 – La réponse des hommes, 344 – EXERCICES, 345	

Quatrième partie

LA TERRE SOLIDE ET SA DYNAMIQUE

CHAPITRE 10	FORME, STRUCTURE ET DYNAMIQUE GLOBALES DE LA TERRE	349
1.	La forme de la Terre	349
	Aperçu historique, 349 – Approche géodésique de la forme de la Terre, 350 – Masse et densité moyenne de la Terre, 350 – Géoïde et ellipsoïde de référence, 350	
2.	Les enveloppes du globe terrestre	354
	Aperçu historique, 354 – L'auscultation sismique de la Terre, 355 – Généralités, 355 – Étude instrumentale des séismes, 358 – Les ondes de volume et les discontinuités internes de la Terre solide, 362 – L'apport des ondes de surface à la connaissance de la croûte terrestre, 364 – Conclusion : le modèle sismologique de la Terre, 364 – Composition et dynamique de l'intérieur de la Terre, 366 – Introduction, 366 – La constitution des enveloppes terrestres, 366 – Le champ magnétique terrestre et la dynamique du noyau, 369 – La dynamique du manteau, 373 – EXERCICES, 379 – VOLCANISME, 381	
CHAPITRE 11	LA LITHOSPHERE ET SA DYNAMIQUE	385
1.	Lithosphère et plaques lithosphériques	385
	Le couple lithosphère-asthénosphère, 385 – Lithosphère océanique et lithosphère continentale, 386 – La lithosphère océanique, 386 – La lithosphère continentale, 392 – Les plaques lithosphériques et leur mobilité, 398 – Notion de plaques lithosphériques, 398 – La mobilité verticale de la lithosphère, 400 – La mobilité horizontale de la lithosphère, 406	

2. Les conséquences des mouvements horizontaux des plaques lithosphériques	416
Rappel de quelques notions simples de mécanique, 416 – Forces et contraintes, 416 – La déformation, 418 – Comportement mécanique des roches et déformation, 419 – Aperçu sur la rhéologie des matériaux lithosphériques, 419 – Analyse de la déformation des roches, 421 – La divergence et l'évolution des grandes structures liées, 445 – La formation des rifts continentaux ou « rifting », 446 – La déchirure continentale et l'apparition de la croûte océanique, 452 – Les marges continentales passives, 453 – Structure des dorsales et expansion océanique, 457 – La convergence et l'évolution des grandes structures liées, 466 – La subduction, 466 – L'obduction, 477 – La collision, 479	
3. L'évolution de la lithosphère	487
Le recyclage de la lithosphère océanique, 487 – La formation et la croissance de la lithosphère continentale, 488 – Le cycle de Wilson, 489 – EXERCICES, 493	

Cinquième partie

LA TERRE, PLANÈTE DU VIVANT

CHAPITRE 12 L'APPARITION DE LA BIOSPHERE	497
1. La spécificité de la biosphère	497
Ses caractéristiques actuelles, 497 – Qu'est-ce que la vie ? 497 – Les éléments chimiques du vivant, 498 – Les molécules organiques, 499 – Les groupements fonctionnels et l'isomérisation, 501 – L'environnement primitif de la biosphère, 502 – L'hydrosphère, 502 – L'atmosphère, 502 – Les sources d'énergies, 503 – Quelques aspects du scénario prébiotique, 504 – La survie des premières molécules, 504 – La disponibilité du phosphore et ses contraintes, 504 – Le paradoxe de l'œuf et de la poule, 504 – La compartimentation, 505 – La chiralité des biomolécules, 505	
2. De la « soupe primitive » à la chimie de surface	506
Modèles et expériences, 506 – La panspermie, 506 – L'hypothèse chimique d'Oparin-Haldane, 506 – L'expérience de Miller, 506 – Un exemple de synthèse prébiotique, 508 – La chimie prébiotique : bilan actuel, 508 – Les limites de la synthèse, 509 – Les difficultés de la polymérisation, 509 – Le problème énergétique, 510 – Quelques hypothèses actuelles, 510 – Des molécules organiques d'origine extraterrestre, 510 – Un monde d'argile, 511 – Le scénario de la pyrite, 512 – L'ARN et la vie primitive, 512	
3. La vie précambrienne	512
Les premières traces de vie, 512 – Le témoignage du carbone, 512 – Les premières traces de vie : « les monères », 513 – Les stromatolites, 513 – L'apparition des eucaryotes et des métazoaires, 514 – Les eucaryotes et l'endosymbiose, 514 – L'apparition de la sexualité, 514 – Les métazoaires, 515 – Le gisement fossilifère d'Édiacara, 516	
CHAPITRE 13 La diversification et l'évolution de la biosphère	517
1. Burgess Pass ou l'« explosion cambrienne »	517
Le gisement de Burgess Pass, 517 – Sa découverte, 517 – Son étude récente, 518 – Son contenu fossilifère, 518 – Les enseignements, 518 – L'exemple de Marrella, 519 – Diversité et disparité, 520 – Permissivité et décimation, 520 – Du buisson à l'arbre en espalier, 521 – La notion de contingence, 522 – Unité et diversité de l'explosion cambrienne, 522 – Quelques hypothèses sur les causes de la radiation cambrienne, 522 – L'apparition de la coquille, 523	

2. La théorie de l'évolution	523
Les mécanismes de l'évolution, 523 – Prolégomènes, 523 – L'hérédité et la variabilité génétique, 526 – L'adaptation, 528 – Les stratégies adaptatives, 529 – La sélection naturelle, 530 – L'évolution des espèces, 531 – L'espèce, la spéciation et l'extinction, 531 – Les archives paléontologiques, 533 – L'approche biométrique, 533 – Les modèles paléontologiques de l'évolution des espèces, 535 – La coévolution, 537 – Le modèle de la Reine Rouge, 538 – Du sophisme de la notion de progrès à la mesure de la complexité, 539 – L'évolution de la biosphère, 541 – De la systématique à la phylogénie, 541 – La systématique évolutive, 543 – La systématique phénétique, 543 – La systématique cladistique, 544 – La biogéographie : dispersion et vicariance, 547 – L'évolution morphologique et sa quantification, 548 – Les hétérochronies du développement, 552	
3. Quelques grandes étapes dans l'histoire de la biosphère	555
La conquête du milieu continental, 555 – Les végétaux, 555 – Le monde animal, 556 – Les acquisitions morpho-anatomiques, 558 – La conquête du milieu aérien, 559 – Le vol et ses contraintes physiques, 559 – La solution de l'aile, 560 – Les perfectionnements de l'aile, 560 – Les autres acquisitions, 562 – La conquête du milieu pélagique par les foraminifères planctoniques, 562 – L'écologie et la distribution spatio-temporelle, 563 – Les stratégies évolutives, 564 – L'histoire des Vertébrés terrestres, 566 – La modification du pharynx, 567 – L'invention de la mâchoire, 567 – L'invention de l'amnios, 569 – L'oxygénation des tissus, 569 – La radiation des amniotes, 570 – Les Vertébrés ou l'histoire d'une émancipation, 570 – Les crises de la biosphère, 571 – Les extinctions en masse, 571 – La reconquête, 572 – L'exemple de la crise hirnantienne ou fini-ordivicienne, 573 – Les modalités des extinctions, 575 – Les causes des extinctions, 575	
4. Des ancêtres des grands singes à <i>Homo sapiens sapiens</i>	577
L'Homme, un représentant de l'ordre des Primates, 577 – L'origine des Primates, 579 – Les chaînons tertiaires, 579 – Les grands singes de l'Ancien Monde, 579 – Les australopithèques, 580 – Leur origine, 580 – Leur diversité, 581 – Le genre <i>Homo</i> , 584 – <i>Homo habilis</i> , l'Africain, 584 – <i>Homo erectus</i> et la sortie d'Afrique, 584 – <i>Homo sapiens</i> , 586 – L'Homme actuel, 589 – Les spécificités de l'évolution humaine, 590 – L'apparition de la bipédie, 590 – L'évolution du crâne, de la mâchoire et des dents, 591 – L'expansion cérébrale, 593 – L'apparition du langage, 594 – L'industrie lithique, 595 – La dimension sociale et culturelle, 596 – L'approche moléculaire : de l'arbre des hominoïdes à la discutée « Ève africaine », 597 – EXERCICES, 599	

Annexes

CAHIER HORS TEXTE D'ILLUSTRATIONS EN COULEURS	142
SOLUTIONS DES EXERCICES	601
BIBLIOGRAPHIE	619
UNITES, CONSTANTES ET VALEURS	623
INDEX	627

AVANT-PROPOS

Voici quatre milliards cinq cents millions d'années, au sein d'un cortège de sœurs plus ou moins jumelles et autour d'une étoile commune, apparaissait dans l'Univers une planète. La nôtre.

La datation et la compréhension de cet événement « considérable » ont été permises par le rapprochement fécond de deux disciplines scientifiques qui, jusque dans les années 60, s'ignoraient le plus souvent : l'astronomie et la géologie.

Cette rencontre « des lumières et des pierres »* a très certainement été suscitée par l'exploration spatiale. En premier lieu la structure et la dynamique globales de la Terre n'ont jamais été mieux comprises qu'avec l'usage croissant des techniques satellitaires. À une autre échelle, l'arrivée de cailloux lunaires est l'exemple même de ce rapprochement pluridisciplinaire aboutissant notamment à l'analyse isotopique, en laboratoire, des matériaux du satellite de la Terre.

De même l'observation et l'exploration des planètes du système solaire (et maintenant la découverte d'autres systèmes analogues autour d'étoiles proches) confirment l'intérêt d'une étude comparative des propriétés et de l'évolution des sœurs de la Terre.

L'Univers tout proche recèle maints cas d'espèce, différents de celui que constitue notre planète : pour l'astronome et le géologue qui n'ont pas le pouvoir de « manipuler » l'objet de leur étude, ce sont autant de sources de compréhension de la Terre que de possibilités d'universaliser la science qu'elle abrite, celle de l'Homme enfin sorti de sa « sphère » pour mieux comprendre à la fois la singularité – voire la fragilité – de son immersion naturelle dans un univers interactif, évolutif et diversifié à l'infini.

D'ailleurs n'y a-t-il pas meilleur exemple d'interaction entre le cosmique et le terrestre que l'influence qu'exerce sur l'évolution climatique la combinaison des différents cycles astronomiques qui régulent le mouvement de la Terre autour du Soleil ? On sait par exemple que les glaciations récurrentes en sont une des manifestations.

L'éclairage global et interdisciplinaire qu'aujourd'hui nous savons porter sur notre planète fait aussi qu'on ne la considère plus comme une simple somme d'enveloppes concentriques indépendantes ; l'époque où les géosciences s'ignoraient mutuellement est révolue. Désormais, et depuis plusieurs années déjà, à l'image des interactions entre atmosphère, hydrosphère, lithosphère, manteau et noyau, l'accent est mis sur la coopération entre *géologues de terrain, géophysiciens, géochimistes, climatologues, paléontologues... et biologistes* : c'est aussi la *biosphère* qui est en cause. Dernière venue et non la moindre, elle est un élément singulier mais assurément déterminant dans l'évolution de la géosphère.

Tel est l'esprit de ce livre, premier manuel universitaire nommément consacré aux sciences de la Terre et de l'Univers. On verra qu'un traitement plus généreux qu'à l'accoutumée a été réservé d'une part à la dimension de la Terre comme *planète du système solaire* et, de l'autre, à la *place du système solaire* (fait repéré dans l'espace et le temps cosmiques) *dans l'Univers*. Cette révérence faite à l'astronomie – laquelle prend naturellement sa place au début de l'ouvrage – a clairement pour objectif de situer dans un cadre universel l'approche globale des géosciences ainsi qu'elle vient ensuite. On vérifiera cette approche tant dans l'étude de la Terre, *archives géologiques et mémoire du temps*, où l'on fait le point sur les concepts de base de la géologie, que dans l'étude des *enveloppes fluides* au travers des climats, ou dans l'analyse des *enveloppes solides* que sont la lithosphère et le manteau.

* L'expression est celle d'un géologue devenu ministre.

Ces trois parties constituant le cœur de l'ouvrage, celui-ci s'adresse en priorité aux étudiants de géosciences. La prise en compte du *vivant*, tant dans son apparition que dans sa diversification, en fait également un livre qu'utiliseront avec profit les étudiants de sciences de la vie et de la Terre. L'ouvrage couvre donc un éventail de domaines allant de la physique – certaines pages sont consacrées aux fondements de la mécanique ou de la cosmologie – à la biologie – on y examine les différentes hypothèses relatives à l'origine de la vie comme à la problématique d'une présence de la vie hors de la Terre.

L'actuelle évolution des sciences entraîne une nécessaire adaptation des programmes universitaires de premier cycle vers toujours plus d'interdisciplinarité. Quiconque est partie prenante dans ce mouvement devrait trouver dans ce livre de quoi satisfaire son attente. Hormis dans les fiches et les encadrés dont le contenu est volontairement spécialisé et signalé comme tel, la matière exposée ici est directement accessible : on y traite des faits, dans un esprit d'ouverture (les problèmes d'environnement par exemple – résultant directement ou indirectement des activités humaines – sont eux aussi abordés).

Pour qui est aujourd'hui conscient de la complexité comme de la globalité des phénomènes et demeure soucieux de maîtriser les concepts scientifiques de base, ce livre constitue un outil polyvalent de formation et de culture.

Jean-Yves Daniel

AVERTISSEMENT

PREMIÈRE PARTIE

La Terre,

Les auteurs se sont donné pour objectif la compréhension de la Terre d'un point de vue global, sans vouloir pour autant dérouter les lecteurs habitués à une approche classique – c'est-à-dire disciplinaire – des phénomènes.

On peut ainsi entrer directement dans cet ouvrage par l'une ou l'autre des cinq parties, chacune d'entre elles se suffisant à elle-même. Par contre on y trouvera des *renvois*, souvent nombreux. Leur présence indique la complémentarité des approches, voire l'indispensable recours à des éléments d'analyse encore plus approfondis. Il pourra notamment s'agir de données théoriques ou bien d'exemples supplémentaires. Par ailleurs certains passages sont composés en *petits caractères* (par exemple dans le chapitre consacré à la lithosphère). Cette présentation est réservée à des considérations descriptives, particulières ou de nature technique que les auteurs ont voulu distinguer du texte principal en associant à la hiérarchie conceptuelle une hiérarchie typographique.

Chaque partie est enrichie par des *exercices*. Sans viser l'exhaustivité mais conformément à la finalité pédagogique de ce livre, ils inviteront toujours le lecteur à développer sa réflexion. Ils serviront aussi à maîtriser les ordres de grandeur et, au delà de la résolution d'un problème fondé sur des chiffres, ils nous rappellent que la science qu'ils viennent illustrer se fait aussi « avec les mains ».

Certains chapitres contiennent des *fiches*. Bien distinctes du texte principal, elles ont pour fonction d'en faciliter la lecture en isolant clairement certains contenus strictement théoriques (rappels de mécanique classique, ...) ou encore des classifications (les argiles, ...) mais elles peuvent aussi traiter un thème d'ouverture (la recherche de la vie, ...).

Parmi les très nombreuses *illustrations*, certaines exigent la couleur – c'est le cas de la carte géologique. Comme beaucoup d'autres images gagnent indéniablement à être reproduites elles aussi en couleurs tant elles sont spectaculaires (certains clichés d'objets astronomiques), elles ont été réunies dans un cahier spécial, hors texte, avec des légendes détaillées et les renvois indispensables.

Classée selon les cinq parties du livre, la bibliographie propose deux ordres de références : des ouvrages généraux et des sources spécialisées (le plus souvent ce sont les travaux de recherche des auteurs cités dans le corps du livre). Disposant de ces informations, chacun sera en mesure de s'orienter vers des lectures complémentaires et d'engager une recherche personnelle.

Enfin, pour faciliter les calculs autant que l'appréhension des données expérimentales dont les ordres de grandeur courent sur des échelles aussi vastes que l'ensemble des thèmes abordés, on trouvera un *tableau récapitulatif des unités, des constantes physiques fondamentales et certaines valeurs d'usage courant*.

Les mots clés sont regroupés dans l'*index*. Il renvoie avec commodité à l'endroit précis où chaque notion occupe une place significative, qu'elle y soit strictement définie, ou éclairée à la lumière de phénomènes connexes.

Les auteurs et les éditeurs de ce livre souhaitent recueillir l'avis de ceux qui l'auront utilisé. Les observations que voudront bien leur communiquer les lecteurs sont toutes bienvenues; elles serviront à en améliorer les éditions successives et à développer, par ailleurs, une collection nouvelle de monographies en langue française. En effet, ce livre de synthèse ne saurait prétendre à l'exhaustivité ; c'est pourquoi – dans les différents domaines dont sont constituées les sciences de la Terre et de l'Univers – cette collection offrira les développements et les approfondissements attendus.

Remerciements

De nombreux spécialistes ont apporté leur concours à la réalisation de ce livre, par leurs travaux comme par les documents qu'ils nous ont communiqués. Nos plus vifs remerciements vont à chacun d'entre eux, qu'ils soient individuellement nommés ou non. Parmi eux, nous sommes tout particulièrement redevables de l'appui qu'ils nous ont apporté pour illustrer l'ouvrage à :

Anny Cazenave, Groupe de recherches en géodésie spatiale (GRGS), Toulouse

Dr James J. Condon, National Radio Astronomy Observatory (NRAO), Charlottesville, VA (USA)

Calvin Hamilton, NASA

Claude Jaupart, Institut de physique du globe de Paris (IPGP)

Serge Koutchmy, Institut d'astrophysique de Paris (IAP)

Jean-Louis Liennard, éditions Magnard

Jean Mouette, IAP

Dr. Seldner, Princeton University (USA)

Agence spatiale européenne - ESA, Paris : M. Corvaja

Astrophysical Journal (University of Chicago Press) : Dr. Helmut A. Abt (Kitt Peak National Observatory, Tucson, USA)

Hubble Space Telescope (HST), Baltimore (USA) : Jan Ishee

NASA (Imaging & Video Group) : Jurrie J. van der Woude

NASA (Media Resource Center), Lyndon B. Johnson Space Center (HSC), Houston

Parc naturel régional du Massif des Bauges : Pascale Vinit

Space Telescope Science Institute, Baltimore : Monica S. Wilson

La maquette, la mise en page ainsi que la création de la plupart des dessins et des schémas sont le résultat du patient travail d'Isabelle Paisant et de Lionel Auvergne (Stéphane Bucco et Guillaume Burneau, étudiants à l'École Estienne et Arnaud Martin, infographiste, ont exécuté par ailleurs la majorité des illustrations des chapitres 11 et 13).

Claudine Lehman et Jean-Pierre Veillat ont amplement contribué à la mise au point des textes; nous leur savons gré du temps et des efforts qu'ils y ont consacré.

PREMIÈRE PARTIE

La Terre, planète du système solaire

I. Introduction

1. La place de la Terre dans l'Univers	3
EXERCICES	74
FICHE : Rappels de mécanique classique	75
FICHE : Cosmologie	79
2. La formation du système solaire	85
EXERCICES	108
3. L'évolution de la Terre et des planètes	109
EXERCICES	147
FICHE : À la recherche d'autres systèmes solaires et de la vie	148

« La Philosophie est écrite dans ce grand livre de l'Univers, qui demeure constamment ouvert, devant notre regard admiratif et étonné. Mais on ne peut comprendre ce livre que si on en apprend tout d'abord le langage, et l'alphabet dans lequel il est rédigé. Il est écrit dans le langage des mathématiques, et les caractères en sont les triangles, les cercles, et autres figures géométriques, sans lesquelles il est humainement impossible d'en déchiffrer le moindre mot ; sans elles nous serions condamnés à errer dans un noir labyrinthe. »

(Galilée, *Il Saggiatore*, 1623)

1. Introduction

Il aura fallu plusieurs millénaires et des trésors d'intelligence aux hommes pour commencer à comprendre quel était leur environnement et où ils se situaient dans l'Univers. Ce n'est qu'au xx^e siècle qu'ils ont découvert le monde des galaxies, l'expansion de l'Univers, la source d'énergie des étoiles et la place de la Terre dans notre Galaxie. La fin de ce siècle aura été marquée par l'observation de l'Univers dans toutes les gammes de longueur d'onde et par la visite des planètes et des satellites par robots interposés. Ce triomphe de la raison a pourtant été précédé par de nombreux épisodes sombres quand des pouvoirs en place ou des fanatiques religieux ont voulu imposer leurs vues au mépris de toute approche critique. Si Galilée a finalement eu la vie sauve, Giordano Bruno a été brûlé en place publique pour avoir énoncé quelques idées un peu en avance sur son temps.

Les hommes ont maintenant pris conscience que la Terre était une planète parmi les autres, que le système solaire était beaucoup plus riche que prévu et que *tous les objets de l'Univers évoluent* ! Comme les êtres vivants, les planètes, les étoiles et les galaxies naissent, vivent et meurent !

Alors qu'au xix^e siècle, au moment de l'âge d'or de la géologie, l'étude de la Terre était essentiellement locale, elle est devenue globale au xx^e siècle avec la naissance de la géophysique. On peut imaginer qu'au cours des prochaines décennies, l'apparition d'une nouvelle discipline, la planétologie comparée, nous permettra de mieux connaître la Terre en la comparant à des astres plus gros ou plus petits, plus chauds ou plus froids, plus denses ou moins denses... Certains phénomènes terrestres comme le volcanisme, la météorologie ou encore l'activité interne ne sont en effet que des manifestations particulières de phénomènes qui se développent en de nombreux autres endroits. Les autres planètes ou satellites ont beaucoup à nous apprendre sur la Terre de la même manière que l'étude de la Terre doit nous permettre de mieux comprendre les autres corps du système solaire.

Il est maintenant clair qu'une bonne connaissance de la Terre passe par la compréhension de sa place dans l'Univers et de la succession d'événements qui ont conduit à l'agglomération des atomes qui constituent actuellement la Terre. Alors qu'avant les années 1960, les géologues ne s'intéressaient pas aux autres planètes et que les astronomes ignoraient la planète Terre, nous comprenons maintenant que la Terre n'est qu'un membre parmi d'autres d'une grande famille qui habite autour de l'étoile Soleil. Comment les atomes se sont-ils formés et dans quelle proportion depuis une quinzaine de milliards d'années ? Comment des planètes et des satellites se sont-ils rassemblés autour du Soleil ? Autant de questions qui sont un préalable à une bonne connaissance de la Terre et de son évolution !

Les nouvelles connaissances acquises sur nos voisins nous permettent de mieux comprendre la Terre, de prédire son futur, de mieux maîtriser notre environnement et d'évaluer les menaces potentielles. Elles nous donnent aussi une certaine vision du monde et du futur de l'humanité. Elles sont essentielles pour notre avenir, c'est pourquoi une bonne connaissance des sciences de la Terre et de l'Univers est si importante pour les futurs adultes. Il serait en effet fâcheux que des hommes ne possédant que quelques rudiments scientifiques datant souvent de la vision mécaniste du $xvii^e$ siècle et n'ayant qu'une vague idée de la science contemporaine ne puissent exercer leur rôle de citoyen ou même soient amenés à prendre des décisions importantes sans connaissance de cause.

La prise de conscience « écologique » de notre environnement est un progrès récent. Les hommes doivent comprendre que les océans et l'atmosphère ne sont pas d'immenses poubelles sans fond et ils doivent prendre garde de ne pas détruire à jamais le monde qui les entoure. Il faut toutefois raison garder. Nous ne sommes pas responsables de tous les désagréments que nous rencontrons sur notre planète. L'évolution globale de la Terre a eu lieu dans ses grandes lignes indépendamment des hommes même si la présence de la vie en a marqué quelques étapes. Pour l'instant, les phénomènes naturels que sont les volcans, les tremblements de terre, les raz de marée, les

cyclones... ont une puissance bien supérieure aux créations humaines. Seule l'étude rationnelle de tous les facteurs et de tous les mécanismes qui influencent l'évolution de la Terre nous permettra de progresser !

Des tâtonnements primitifs et de l'époque où les planètes étaient inaccessibles aux hommes, il subsiste des croyances qui nous paraissent maintenant bien ridicules comme le « créationnisme », l'astrologie ou encore les histoires de « soucoupes volantes ». De ce passé maintenant révolu, il subsiste hélas des escrocs qui exploitent la crédulité humaine. On pourrait se contenter d'en sourire, mais il faut dénoncer cette pollution des esprits. La lecture de livres « sacrés » mal assimilés ne nous révélera jamais l'histoire de nos origines. La position des planètes au moment de la naissance d'un individu n'a évidemment aucune influence sur son futur et on peut s'en féliciter. De même, les milliers d'astronomes qui scrutent le ciel depuis des siècles en utilisant des techniques de plus en plus sophistiquées n'ont encore jamais vu le moindre débarquement « d'extraterrestres ».

2. La naissance de la raison ou comment notre vision de la place de la Terre a émergé

Le besoin d'un calendrier pour maîtriser l'agriculture, la curiosité naturelle pour le ciel et le développement des mythes célestes, avec la divinisation des astres, ont été parmi les premières causes de la naissance de la plus ancienne des sciences, l'astronomie. Dans toutes les civilisations, son histoire est extrêmement riche. L'astronomie américaine précolombienne, l'astronomie chinoise ancienne ou encore l'astronomie hindoue d'avant Alexandre ont atteint un niveau remarquable pour leur époque, mais elles ont eu peu d'influence sur le monde occidental dans la mesure où les Européens ont découvert ces pays à un moment où ces civilisations étaient décadentes et où l'astronomie connaissait une longue éclipse en Amérique et en Asie. De plus, à partir du XVI^e siècle, les explorateurs, soldats et missionnaires ont souvent eu tendance à détruire toute production indigène originale quand ils ne massacraient pas les habitants. Il n'est pas question ici de décrire en détail la manière dont les hommes ont peu à peu compris la nature des astres. Seuls quelques points de repère sont donnés ci-dessous.

2.1 LES GRANDES ÉTAPES DE L'ANTIQUITÉ

L'astronomie était florissante dans l'Antiquité chez les Sumériens, les Babyloniens, les Assyriens, les Égyptiens et

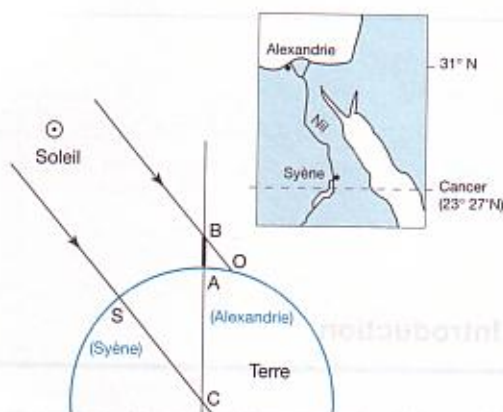


FIGURE 1.1. LA MESURE DU RAYON DE LA TERRE DANS L'ANTIQUITÉ. Le jour du solstice d'été à midi, le Soleil est au zénith à Syène (S) située en Haute Égypte (voir carte dans le coin supérieur droit). Un bâton planté verticalement n'a pas d'ombre. Le même jour à Alexandrie (A), située pratiquement sur le même méridien, Eratosthène a mesuré la longueur AO de l'ombre d'un obélisque AB, ce qui donne l'angle $\widehat{ABO}$, et donc $\widehat{ACS}$. La connaissance de la distance Alexandrie-Syène, fréquemment parcourue par les caravanes, permet d'en déduire la valeur du rayon terrestre. Eratosthène a trouvé que la Terre avait une circonférence de 252 000 stades égyptiens (mesure fréquemment utilisée à l'époque), soit environ 40 000 kilomètres, ce qui est remarquable !

bien d'autres. Avec les instruments rudimentaires dont ils disposaient, ils ont bâti leur vision du monde. Leurs premières mesures des positions et des mouvements des astres ont été fort utiles pour leurs successeurs. Parmi nos ancêtres, les Grecs sont probablement ceux à qui nous devons le plus. Avec la civilisation grecque, on assiste au premier effort important pour comprendre le monde et pour écarter le surnaturel, le mystique ou la magie dans l'interprétation des phénomènes naturels.

Vers - 600, Thalès de Milet était capable de prédire les éclipses de Lune avec une bonne précision et il avait compris que la Lune était illuminée par le Soleil.

Pythagore (approximativement - 585 à - 500) avait réalisé que la Terre, la Lune et le Soleil étaient des sphères. Il fonda une école qui, pendant deux siècles, allait avoir une importance considérable, en particulier dans l'explication du monde à partir du nombre.

Vers - 400, à l'époque de Platon (- 429 à - 347), on considérait que la Terre était immobile sinon, disait-on, on pourrait observer son déplacement par rapport aux étoiles.

Vers - 350, à l'époque d'Aristote (- 384 à - 322), on avait compris que les phases de la Lune étaient dues à son

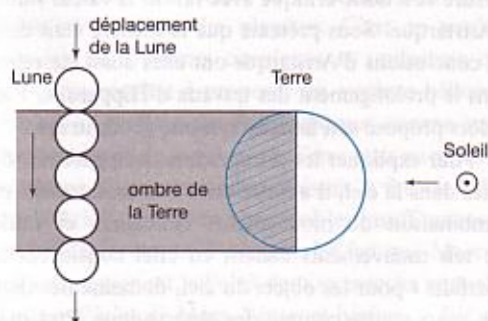


FIGURE 1.2. LA MESURE DE LA DISTANCE DE LA LUNE DANS L'ANTIQUITÉ. Le Soleil étant fort éloigné de la Terre, on peut considérer avec une bonne approximation que le cône d'ombre porté par la Terre est un cylindre dont la section droite est un cercle de diamètre égal à celui de la Terre. La mesure du temps que met la Lune pour traverser cette ombre lors d'une éclipse de Lune permet de déduire que la Lune est environ 3,5 fois plus petite que la Terre. La connaissance du diamètre angulaire de la Lune (1/2 degré) permet d'en déduire que celle-ci est à environ 60 rayons terrestres.

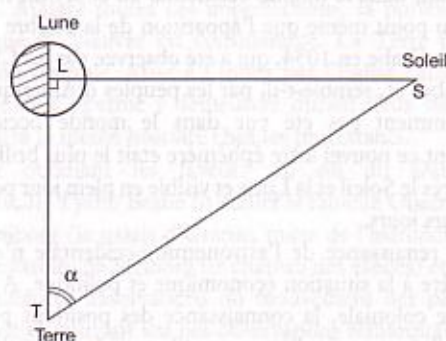


FIGURE 1.3. LA MESURE DE LA DISTANCE DU SOLEIL PAR ARISTARQUE DE SAMOS. En considérant le triangle rectangle formé par la Terre, la Lune et le Soleil au moment de la demi-Lune et en mesurant l'angle « Lune-Terre-Soleil », Aristarque a compris que la connaissance de la distance Terre-Lune permettait d'en déduire la distance du Soleil en utilisant les relations simples du triangle rectangle. Aristarque a trouvé que le Soleil était 19 fois plus loin que la Lune alors qu'il est en fait près de 400 fois plus loin. La mesure de l'angle α est en fait très difficile et hors de portée des moyens de l'Antiquité.

illumination par le Soleil. Grâce aux éclipses et à l'observation du mouvement apparent du Soleil par rapport aux étoiles, on savait que le Soleil était plus loin que la Lune. Pour montrer que la Terre était sphérique, Aristote énumérait plusieurs arguments convaincants comme la variation du champ des étoiles visibles avec la latitude du lieu d'observation, l'ombre de la Terre en forme d'arc de cercle lors d'une éclipse de Lune ou encore l'apparition des voiles des navires lointains avant leur coque.

Un peu après - 300, Aristarque de Samos (- 310 à - 230) eut l'idée que la Terre tournait sur elle-même et en même temps autour du Soleil. Il faisait la première tentative de détermination de la distance de la Terre au Soleil (fig. 1.3) tandis qu'Eratosthène de Cyrène (- 275 à - 195) mesurait le rayon de la Terre (fig. 1.1).

Vers - 100, Hipparque (né vers - 150) découvrait la précession des équinoxes et établissait une loi du mouvement du Soleil et de la Lune. Au passage, il inventait la trigonométrie. Il est considéré comme le meilleur observateur de l'Antiquité. Les observations d'Hipparque ont été faites avec une précision, remarquable pour l'époque, de l'ordre de quelques minutes d'arc. Plus de 1 800 ans plus tard, la comparaison de la position des étoiles avec les mesures d'Hipparque a permis de mettre en évidence leur mouvement.

Vers + 150, Ptolémée (approximativement de 90 à 168) proposait une théorie géocentrique du mouvement des planètes (fig. 1.4) qui ne sera contredite avec succès que 14 siècles plus tard par Copernic.

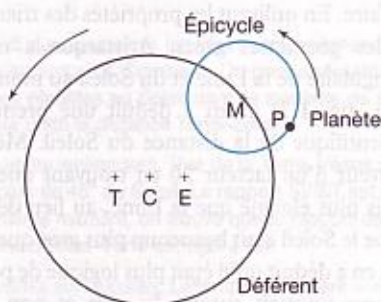


FIGURE 1.4. LES ÉPICYCLES DE PTOLÉMÉE. En plaçant la Terre au centre de l'Univers, Ptolémée expliquait le mouvement apparent des planètes par la combinaison d'un mouvement circulaire autour de la Terre T et d'un mouvement de la planète P sur un épicycle. Le centre M de l'épicycle se déplace sur le cercle défèrent de centre C, d'un mouvement angulaire uniforme par rapport au point E, l'équinoxe, distinct de C. T, symétrique de E par rapport à C, n'est donc pas vraiment au centre de l'Univers.

2.2 LA MESURE DE LA TAILLE DE LA TERRE, DE LA LUNE ET DU SOLEIL

Le rayon de la Terre et la distance de la Lune ont été mesurés il y a plus de deux mille ans. Les méthodes employées étaient particulièrement simples et ingénieuses. En remarquant que le jour du solstice d'été à midi, un bâton planté verticalement n'a pas d'ombre à Syène et une ombre à Alexandrie, Eratosthène de Cyrène a mesuré avec une excellente précision le rayon de la Terre (fig. 1.1) : comme les deux villes sont situées approximativement sur le même méridien, cela permet de connaître l'angle au centre qui sous-tend l'arc Syène-Alexandrie. La grande régularité des chameaux qui parcouraient sans cesse la route entre ces deux villes permet de connaître leur distance avec une bonne précision et un aide qui se trouve à Syène confirme quel jour a eu lieu le solstice. Il est remarquable de constater qu'Eratosthène a pu faire une mesure aussi précise avec pour seuls « outils », un bâton, un chameau et un aide. Ce dernier n'est en fait même pas indispensable puisque le jour du solstice d'été à midi, l'ombre du bâton est plus courte que les autres jours.

La taille de la Lune, et donc sa distance, peut être facilement mesurée lors d'une éclipse de Lune. Il suffit de mesurer d'une part la durée t_1 qui s'écoule entre le moment où la Lune atteint l'ombre de la Terre et le moment où la Lune est complètement éclipsée et d'autre part la durée t_2 que met la Lune pour traverser l'ombre de la Terre (fig. 1.2). Le rapport t_1/t_2 est égal à celui des rayons lunaire et terrestre. On savait ainsi il y a plus de 2 000 ans que la Lune était 3,5 fois plus petite que la Terre et donc qu'elle était située à environ 60 rayons terrestres.

La mesure de la distance de la Terre au Soleil était plus délicate à faire. En utilisant les propriétés des triangles bien connues des géomètres grecs, Aristarque a mesuré la distance angulaire de la Lune et du Soleil au moment de la demi-Lune (fig. 1.3) et en a déduit une première estimation scientifique de la distance du Soleil. Même s'il a fait une erreur d'un facteur 20 en trouvant que le Soleil était 19 fois plus éloigné que la Lune, au lieu de 400, il a compris que le Soleil était beaucoup plus gros que la Terre. Aristarque en a déduit qu'il était plus logique de penser que le petit corps tournait autour du gros et non l'inverse. On peut le considérer comme le père des théories héliocentriques. Malheureusement la vanité des hommes de se placer au centre de l'Univers fera perdre près de 2 000 ans.

2.3 ARISTARQUE, HIPPARQUE ET PTOLÉMÉE

Le Soleil est si loin que l'angle α entre la Lune et le Soleil au moment de la demi-Lune est très proche d'un angle droit et que sa mesure est délicate avec les moyens de

l'Antiquité. Hipparque a bien remarqué la difficulté de la mesure et a donc critiqué avec raison la valeur numérique d'Aristarque. Sous prétexte que la mesure était douteuse, les conclusions d'Aristarque ont elles aussi été rejetées et, dans le prolongement des travaux d'Hipparque, Ptolémée a alors proposé son fameux système géocentrique.

Pour expliquer les rétrogradations apparentes des planètes dans le ciel, il a représenté leur mouvement par une combinaison de mouvements circulaires et uniformes. De tels mouvements étaient en effet considérés comme « parfaits » pour les objets du ciel, domaine des dieux. En fait, pour rendre compte des observations, Ptolémée a dû prendre quelques libertés avec le dogme d'un mouvement circulaire et uniforme (fig. 1.4). Il a décalé la Terre T par rapport au centre C du cercle tandis que le mouvement du point M est uniforme non pas par rapport au centre C du cercle mais par rapport au point E, symétrique de la Terre par rapport à C. Le mouvement n'est plus en réalité uniforme.

2.4 LA RENAISSANCE

Brûlée en - 47 après l'entrée de César à Alexandrie, puis reconstituée, la célèbre bibliothèque d'Alexandrie a été définitivement détruite en 390. Après le déclin de la civilisation grecque, l'astronomie est florissante dans le monde arabe et en Chine. Elle ne connaît aucun progrès important dans le monde occidental au cours du Moyen-Âge, au point même que l'apparition de la célèbre supernova du Crabe en 1054, qui a été observée par les Chinois, les Arabes et, semble-t-il, par les peuples d'Amérique, n'a apparemment pas été vue dans le monde occidental. Pourtant ce nouvel astre éphémère était le plus brillant du ciel après le Soleil et la Lune et visible en plein jour pendant plusieurs jours.

La renaissance de l'astronomie occidentale n'est pas étrangère à la situation économique et politique. À l'aube de l'ère coloniale, la connaissance des positions précises des étoiles est particulièrement utile pour la navigation loin des côtes. De la même manière, au IX^e siècle, l'âge d'or de l'astronomie arabe avait coïncidé avec l'expansion la plus grande des Musulmans. Tout au long de son histoire, l'astronomie a toujours été étroitement liée non seulement aux autres disciplines dont elle a souvent été la mère, mais aussi avec l'évolution sociale et politique.

Cinq noms ont marqué la renaissance de l'astronomie en Occident : Copernic (1473-1543), Tycho Brahé (1546-1601), Kepler (1571-1630), Galilée (1564-1643) et Newton (1643-1727). On peut les considérer comme les « pères fondateurs » de l'astronomie moderne.

Au cours du Moyen Âge, de nombreux épicycles avaient été rajoutés au système de Ptolémée pour rendre compte du mouvement des planètes. C'est en voulant retrouver des mouvements circulaires et uniformes que Copernic a été conduit à proposer un système héliocentrique beaucoup plus simple. À son époque, aucune expérience ne permettait de décider si la Terre était au repos ou en mouvement. Copernic, qui connaissait la théorie héliocentrique d'Aristarque, avait remarqué les insuffisances de la théorie des épicycles de Ptolémée. Le fait que Mercure et Vénus accompagnent le Soleil dans sa marche annuelle, les variations d'éclat de Mars, Vénus et Jupiter, le fait que les rétrogradations de Mars ont plus d'ampleur que celles de Jupiter qui elles-mêmes dépassent celles de Saturne trouvent une explication naturelle en plaçant le Soleil au centre du système. De plus, le système héliocentrique de Copernic permet de trouver aisément les distances des planètes (fig. 1.5).

Cette œuvre présente un certain nombre d'imperfections. Pour Copernic comme pour Aristote, l'Univers est limité par la « sphère des fixes » et le mouvement circulaire est considéré comme « naturel » pour les astres. Le Soleil ne joue qu'un simple rôle optique de source de lumière et son rôle dynamique de cause du mouvement est ignoré. La Terre continue, dans ce système, à jouer un rôle privilégié puisque les mouvements sont rapportés au centre de l'orbite terrestre et non au Soleil qui est, en fait, légèrement décalé. Malgré toutes ces imperfections, la portée philosophique de l'œuvre est considérable. La Terre perd sa situation centrale. Mise à l'Index par l'Église catholique, l'œuvre de Copernic y demeurera durant deux siècles et connaîtra la même hostilité chez les protestants.

En obtenant les faveurs du roi du Danemark Frédéric II, Tycho Brahé fit édifier le fameux Observatoire d'Uraniborg (le palais d'Uranie, musée de l'astronomie) et l'Observatoire de Stelborg (le château des étoiles) et réalisa les meilleures observations du mouvement des planètes. C'est en s'appuyant sur ces observations remarquables du mouvement de Mars que Kepler, cherchant à réaliser le vieux rêve des Grecs de « géométriser » l'Univers, découvrit les fameuses trois lois qui portent maintenant son nom (voir ci-dessous, p. 50).

On peut considérer Galilée comme le fondateur de la physique moderne. Il invente la cinématique, la microscopie, la thermométrie et il établit la loi de la chute des corps et du mouvement du pendule. En étant un des premiers à pointer une lunette vers le ciel, il fait en quelques nuits du mois de juillet 1610 la plus grande moisson de découvertes jamais faites par un astronome. Il trouve les taches et la rotation du Soleil, les cratères et les montagnes de la Lune,

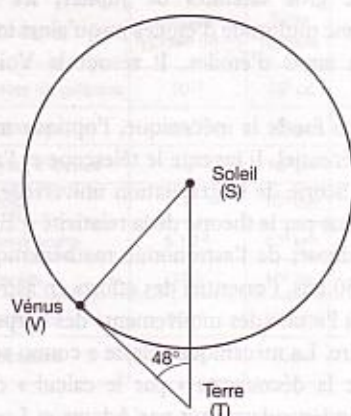


FIGURE 1.5.a. (Vénus, planète inférieure)

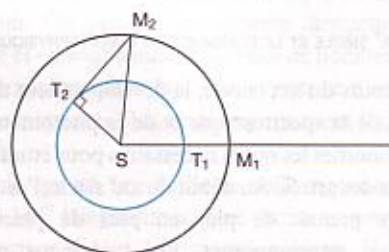


FIGURE 1.5.b. (Mars, planète supérieure)

FIGURE 1.5. LES DISTANCES RELATIVES DES PLANÈTES DANS LE SYSTÈME HÉLIOCENTRIQUE DE COPERNIC. On peut aisément exprimer la distance des planètes au Soleil dans le système de Copernic en prenant pour unité la distance Terre-Soleil.

(a) **LES PLANÈTES INFÉRIEURES.** Vue de la Terre, Vénus ne s'éloigne jamais de plus de 48° du Soleil. Le rapport SV/ST est donc égal à 0,7. De la même manière, on trouve que le rapport des distances Soleil-Mercure/Soleil-Terre est égal à 0,4.

(b) **LES PLANÈTES SUPÉRIEURES.** Le temps qui sépare une quadrature (le triangle ST_2M_2 formé par le Soleil, la Terre et Mars est rectangle) d'une opposition (le Soleil, la Terre et Mars sont alignés) permet de connaître l'angle dont la Terre (T_1ST_2) et Mars (M_1SM_2) ont tourné autour du Soleil et de trouver $SM/ST=1,6$. En appliquant la même méthode, on trouve un rapport des distances de 5,2 pour Jupiter et 9,6 pour Saturne.

les quatre gros satellites de Jupiter, les anneaux de Saturne, une multitude d'étoiles jusqu'alors invisibles et de nombreux amas d'étoiles. Il résout la Voie Lactée en étoiles...

Newton fonde la mécanique, l'optique moderne et le calcul différentiel. Il invente le télescope et l'analyse spectrale. Sa théorie de la gravitation universelle, qui ne sera dépassée que par la théorie de la relativité d'Einstein, est le point de départ de l'astronomie mathématique. Pendant près de 250 ans, l'essentiel des efforts en astronomie a été consacré à l'étude des mouvements des corps dans le système solaire. La mécanique céleste a connu son apogée en 1846 avec la découverte « par le calcul » de la planète Neptune indépendamment par Adams et Le Verrier. Elle connaissait ses limites quelques années plus tard quand Le Verrier ne parvint pas à expliquer le mouvement du grand axe de l'orbite de Mercure. Il fallut attendre la théorie de la relativité générale d'Einstein.

2.5 LE XX^e SIÈCLE ET LA NAISSANCE DE L'ASTROPHYSIQUE

Au cours du XIX^e siècle, le développement de la photographie, de la spectroscopie et de la photométrie a fourni aux astronomes les outils nécessaires pour étudier la nature physique des astres. Au début du XX^e siècle, l'astrophysique naissante prenait de plus en plus de place dans les recherches astronomiques. Les principaux mécanismes responsables de la physique des étoiles étaient compris au milieu du siècle. On savait enfin pourquoi le Soleil et les étoiles brillaient et on avait compris que les cœurs des étoiles étaient de gigantesques réacteurs nucléaires au sein desquels un grand nombre d'atomes étaient fabriqués. Dès les années 1920, on comprenait que la matière était rassemblée au sein d'immenses ensembles, les galaxies. À partir des années 1930, grâce en particulier aux travaux d'Hubble, on découvrait que les galaxies nous fuyaient d'autant plus vite qu'elles étaient plus loin et que l'Univers était donc en expansion.

À partir des années 1960, les sciences de l'Univers ont connu un développement si considérable qu'on peut l'assimiler à une véritable explosion de nos connaissances. Tous les résultats n'ont pas encore été digérés et il faudra probablement plus d'un siècle pour réaliser leur portée. Cet âge d'or est dû à la conjugaison de plusieurs facteurs favorables comme le développement de l'astronomie spatiale, l'utilisation des ordinateurs, la construction de grands télescopes, la mise au point de nouveaux détecteurs et la multiplication du nombre d'astronomes dans le monde. De 200 lors de la première assemblée générale des astronomes professionnels tenue en 1922 à Paris, leur nombre est passé à plus de 7 000 en 1999 !

Avec la radioastronomie, née en récupérant les radars de la dernière guerre mondiale, et le lancement de satellites artificiels, observatoires astronomiques non perturbés par l'atmosphère terrestre, l'observation du ciel ne se restreint plus au domaine optique. Les astres sont maintenant visibles dans tous les domaines de longueur d'onde des ondes radio aux rayons γ en passant par le rayonnement millimétrique, infrarouge, optique, ultra-violet et X. Nous pouvons comparer notre situation à celle d'un enfant né avec des lunettes « vertes » qui n'aurait vu jusqu'alors que les objets « verts » de son environnement. Nous sommes au moment où on lui retire brutalement ses lunettes et il peut voir enfin toutes les couleurs. Il découvre alors que le monde est beaucoup plus riche et varié que prévu !

Avec l'exploration *in situ* des planètes par des robots, nous venons de vivre l'âge d'or de l'exploration du système solaire. On peut comparer ce moment à celui de la découverte de l'Amérique. Ce qui fut un exploit il y a plus de cinq siècles est devenu un élément de notre vie quotidienne. Les planètes et satellites ne sont plus pour nous des points de lumière dont on se contente d'étudier le mouvement. Ce sont des « terres » à part entière dont l'étude échappe aux seuls astronomes pour devenir aussi le domaine des géophysiciens.

3. La répartition de la matière dans l'Univers

3.1 PLANÈTES, ÉTOILES ET GALAXIES

Même avec un instrument de taille modeste, on distingue aisément dans le ciel des galaxies, des étoiles, des nuages interstellaires, des planètes, des comètes, des astéroïdes et une grande variété d'astres. Ceci nous montre que la matière n'est pas répartie au hasard, mais qu'elle est rassemblée au sein d'entités que les astronomes ont appris à connaître au cours des âges. Un esprit curieux peut immédiatement se demander pourquoi la matière est ainsi répartie de façon hiérarchique : amas de galaxies, galaxies, amas d'étoiles, étoiles, planètes... La réponse est connue depuis le début du XX^e siècle. C'est avant tout la masse initiale d'une condensation qui détermine son futur. En raison de l'existence de la force de gravitation, ceci est aisé à comprendre. Plus la masse d'un objet est importante, plus il tend à s'effondrer sur lui-même et plus sa pression, sa densité et sa température internes tendent à être élevées.

Par exemple, pour une planète, il y a en tout point à l'intérieur équilibre entre gravité et surpression interne. Le corps peut se contracter jusqu'à ce qu'il devienne incompressible, c'est-à-dire jusqu'au moment où les liaisons

électromagnétiques entre les atomes ou molécules du corps solide qu'est une planète compensent les forces gravitationnelles. Quand une planète a une dimension supérieure à quelques centaines de kilomètres, elle est sphérique. En deçà, la force de gravitation n'est pas suffisante pour que les « aspérités » soient suffisamment attirées par le reste du corps et « gommées ». L'objet est irrégulier. C'est le cas d'Hypérion, satellite de Saturne et ses 280 kilomètres, d'Amalthée, satellite de Jupiter et ses 160 kilomètres, et de tous les corps du système solaire dont la dimension est inférieure à environ 300 kilomètres (cf. exercice 7 p. 147).

Dans le cas d'une étoile, la masse disponible au départ est si grande que la température et la pression interne sont très élevées et que l'état de l'objet peut être décrit comme gazeux. L'objet est en équilibre : la gravité et la surpression thermique se compensent. Au sein de l'étoile, les électrons et les ions sont séparés, c'est un gaz constitué de particules chargées, c'est-à-dire un plasma. Au cœur de l'étoile, la température peut atteindre dix millions de degrés et au delà. L'énergie cinétique des noyaux est alors si grande que la force de répulsion électrostatique est vaincue et que les noyaux fusionnent. Des réactions thermonucléaires s'allument et sont responsables de la production d'un flux d'énergie considérable assurant une longue vie à l'étoile tant qu'il y a du carburant nucléaire disponible au centre. À l'âge adulte, une étoile est une immense boule de gaz en équilibre d'une part sous l'effet de la force de gravitation qui, seule, conduirait à l'effondrement de l'étoile et d'autre part sous l'effet des réactions thermonucléaires qui se développent au cœur de l'étoile et qui, seules, conduiraient à l'explosion de l'étoile. Les étoiles sont responsables de l'essentiel du rayonnement visible que nous recevons sur Terre.

Si la masse d'une étoile est trop grande, le flux d'énergie rayonné est trop important et l'objet est instable, il explose. Si, au contraire, la masse est trop petite, l'objet se contracte jusqu'à ce qu'un cœur d'électrons « dégénérés » apparaisse au centre avant que la température n'ait atteint dix millions de degrés. C'est le principe d'exclusion de Pauli qui gouverne le comportement de la matière du noyau de cet astre. Ce principe stipule que deux particules de matière identiques ne peuvent au même instant et au même endroit, occuper le même état quantique (en gros avoir la même énergie). Lorsque la matière devient très compacte, ce principe entraîne une sorte de répulsion entre particules qui rend le milieu incompressible. La matière, contrairement à la matière classique, peut être ainsi soumise à l'exclusion quantique, elle est dite alors dégénérée. Un tel objet, où il y a équilibre entre la gravité et la pression du gaz d'électrons dégénérés, n'est pas une étoile, ce n'est pas non plus une planète. De tels astres sont appelés des « naines brunes », ils n'ont pas de source d'énergie

Limites (en $M_{\odot}$)	Objets	Masse typique ($M_{\odot}$)	Taille typique	Densité
10^{12}	Amas de galaxies	10^{14}	10^7 pc	10^{-28}
10^8	Galaxies	10^{11}	10^4 pc	10^{-23}
10^2	Amas d'étoiles	10^5	10^2 pc	10^{-22}
10^{-1}	Étoile	1	10^6 km	1
10^{-3}	Naine brune	$5 \cdot 10^{-2}$	10^5 km	10
10^{-10}	Planète	10^{-5}	10^4 km	4
10^{-33}	Astéroïde	10^{-12}	100 km	1
	Poussière	10^{-39}	1 μ m	1

TABLEAU 1.1. LES PRINCIPAUX OBJETS DE L'UNIVERS. Masses et principales caractéristiques. $M_{\odot}$: masse du Soleil ($2 \cdot 10^{30}$ kg). La densité est le rapport entre la masse volumique et celle de l'eau (1 g/cm^3).

nucléaire. Ils se refroidissent lentement depuis leur période de formation. On pense avoir observé directement une naine brune et on soupçonne l'existence de nombre d'entre elles, en particulier celles qui, situées autour d'une étoile proche, ne sont pas visibles, mais en perturbent légèrement la trajectoire.

Le Soleil, qui est une étoile de taille moyenne, a une masse de $2 \cdot 10^{30}$ kilogrammes. Une étoile ne peut exister qu'entre environ 0,1 et 100 masses solaires. Une naine brune a une masse comprise entre quelques millièmes et un dixième de masse solaire. Jupiter, qui a une masse d'environ un millième de masse solaire, est donc proche de la masse maximum pour une planète. Au delà d'une centaine de masses solaires, une étoile ne serait pas stable et on obtient des amas d'étoiles rassemblant des centaines, des milliers ou même des millions d'étoiles. À plus grande échelle, on observe d'immenses ensembles regroupant des milliards d'étoiles. Ce sont des galaxies. Une galaxie typique, comme la nôtre, a une masse d'environ cent milliards de masses solaires. Au delà, on observe des amas de galaxies qui comprennent entre quelques dizaines et quelques milliers de membres, et même des superamas.

Les progrès de l'astrophysique nous ont révélé que la Terre n'était qu'un petit grain de poussière perdu à la périphérie de notre Galaxie qui n'est elle-même qu'une galaxie bien banale parmi des milliards d'autres galaxies. Nous sommes bien loin de la vision d'une Terre située au centre de l'Univers et autour de laquelle tous les corps célestes tourneraient. Ces progrès reposent sur la mesure des distances des astres.

Les premières distances stellaires n'ont été mesurées qu'au XIX^e siècle, la majorité des astronomes s'étaient habitués à l'idée que le Soleil n'occupe pas de position

privilegiée dans l'Univers. En supposant que le Soleil est une étoile « comme les autres », on peut imaginer que les autres étoiles ont une luminosité intrinsèque qui est du même ordre de grandeur que celle du Soleil et donc estimer leur distance. Certaines étoiles sont en fait plusieurs dizaines de fois plus ou moins brillantes que le Soleil et une telle méthode est bien grossière. Elle a tout de même permis d'avoir une première estimation des distances considérables des étoiles. Cela explique pourquoi on ne voit pas les étoiles les plus proches se déplacer par rapport aux plus lointaines comme on voit les objets proches défiler devant le paysage lointain lorsqu'on est en voiture. Il faudrait en fait attendre quelques dizaines de milliers d'années pour observer un tel déplacement apparent à l'œil nu.

3.2 LA MESURE DES DISTANCES

Ce n'est qu'au cours du xx^e siècle que les astronomes ont été capables de mesurer avec une certaine précision la distance des corps célestes. Les premiers pas avaient été faits au xix^e siècle en utilisant une méthode de triangulation. Bessel fut le premier en 1838 à mesurer une parallaxe stellaire (fig. 1.6). De la même manière qu'il n'est pas

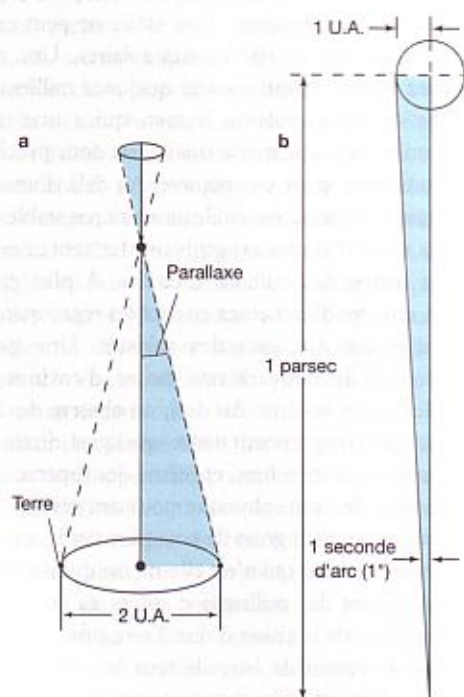


FIGURE 1.6. LA MESURE DE LA DISTANCE DES ÉTOILES LES PLUS PROCHES PAR PARALLAXE.

nécessaire de monter au sommet des montagnes pour mesurer leur hauteur, on peut, sans quitter la Terre, estimer très correctement les distances des objets célestes.

Pour les étoiles les plus proches, on utilise le diamètre de l'orbite terrestre autour du Soleil comme base et on mesure le mouvement apparent d'une étoile vue de la Terre à six mois d'intervalle. L'étoile la plus proche, Proxima du Centaure, est à plus d'un parsec¹ et les étoiles sont si éloignées que cette méthode ne permet d'avoir une idée que de la distance des étoiles qui sont à moins de quelques dizaines de parsecs.

Au delà on utilise certaines propriétés remarquables de certaines étoiles variables. Par exemple, il existe une famille d'étoiles variables, les Céphéides, du nom de l'étoile δ de la constellation de Céphée, dont l'éclat varie périodiquement avec le temps et dont la période de variation est liée à la luminosité. La mesure de la période permet donc de connaître la quantité de lumière qui est partie de l'étoile. La mesure de leur luminosité permet de connaître la quantité de lumière qui arrive sur Terre. La quantité de lumière décroissant comme le carré de la distance, on peut mesurer aisément cette distance. Cette méthode permet de mesurer la distance des galaxies les plus proches comme Andromède. D'autres étoiles variables sont aussi utilisées.

Au delà de quelques millions de parsecs, la méthode des Céphéides n'est plus utilisable. On essaye alors de reconnaître des objets très brillants et d'estimer la quantité de lumière qu'ils émettent. On estime par exemple que les étoiles les plus brillantes d'une galaxie ont la même luminosité intrinsèque, puis pour des distances encore plus grandes, on estime que les galaxies les plus brillantes d'un amas ont la même luminosité intrinsèque. Ces méthodes, dont le principe est simple, sont en fait très délicates dans leur application. Il faut soigneusement éliminer les biais observationnels et analyser sans erreur les quelques photons lumineux qui nous parviennent de ces objets lointains.

En utilisant ainsi de proche en proche une série de méthodes dont chacune est adaptée aux distances mesurées, on trouve que les galaxies les plus lointaines s'éloignent de nous. Les raies du spectre de ces galaxies sont toutes décalées vers le rouge et le décalage est d'autant plus grand qu'elles sont plus éloignées. Cette loi découverte dans les années 1930 par Hubble permet de mesurer la distance d'objets très éloignés dans l'Univers (fig. 1.7).

1. Les astronomes mesurent les distances des astres en parsecs. Un parsec est la distance à laquelle il faut se placer pour voir le rayon de l'orbite terrestre, soit 150 millions de kilomètres, sous un angle de $1''$. Un parsec est égal à 3,26 années lumière, soit $3,08568 \cdot 10^{13}$ kilomètres (figure 1.6.b).

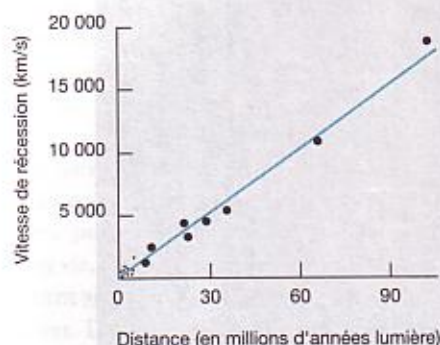


FIGURE 1.7. LA LOI DE HUBBLE. Proportionnalité de la vitesse de récession V à la distance d traduite par la loi de Hubble $V = Hd$.

La vitesse de récession V est proportionnelle à la distance d d'une galaxie : $V = Hd$. La constante de proportionnalité H , appelée la constante de Hubble, est l'inverse d'un temps. La quantité $1/H$ est le temps depuis lequel l'expansion a commencé si on suppose qu'elle a eu lieu à un rythme constant. Elle vaut entre 10 et 20 milliards d'années. Les discussions sur sa valeur exacte reposent sur la précision des mesures de distance. Même si les polémiques vont bon train sur la mesure des distances, les astronomes ont maintenant compris quelle était l'échelle des distances dans l'Univers (fig. 1.8).

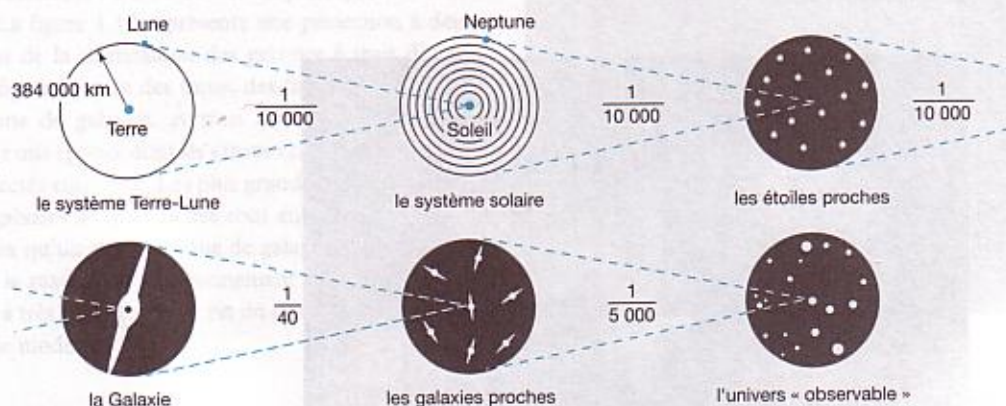


FIGURE 1.8. L'ÉCHELLE DES DISTANCES DANS L'UNIVERS.

3.3 LA GALAXIE

La Voie Lactée, si spectaculaire à voir au cours d'une belle nuit claire, n'est pas autre chose que la vue de l'intérieur du système d'étoiles auquel nous appartenons, notre Galaxie. C'est un disque d'environ 100 000 années-lumière contenant une centaine de milliards d'étoiles. Loin d'être au centre, le Soleil est situé à la périphérie (fig. 1.9). Dans le domaine visible, seule une petite partie des étoiles de notre Galaxie est observable, les autres étant masquées essentiellement par les poussières interstellaires. Nous manquons de recul pour étudier notre Galaxie et nous avons paradoxalement une meilleure vue des autres galaxies. Si nous pouvions « sortir » de notre Galaxie pour l'admirer de l'extérieur, nous lui trouverions un ressemblance avec la galaxie d'Andromède (fig. 1.10). Au début du xx^e siècle, les astronomes se demandaient si les nébuleuses spirales faisaient partie de la Voie Lactée ou bien si elles étaient des « Univers-îles » semblables à notre propre Galaxie. Ce n'est qu'au cours des années 1920 que les mesures de distance ont permis de comprendre qu'il existait d'autres galaxies semblables à la nôtre.

3.4 LES GALAXIES

La matière n'est pas répartie de manière uniforme dans l'Univers. Elle est regroupée dans d'immenses ensembles appelés galaxies. Une galaxie contient typiquement des étoiles qui représentent 90 % de la masse totale, du gaz interstellaire, des poussières interstellaires et des particules de haute énergie. Une galaxie est à l'astronome ce qu'est la molécule pour le chimiste ou l'atome pour le physicien. Les

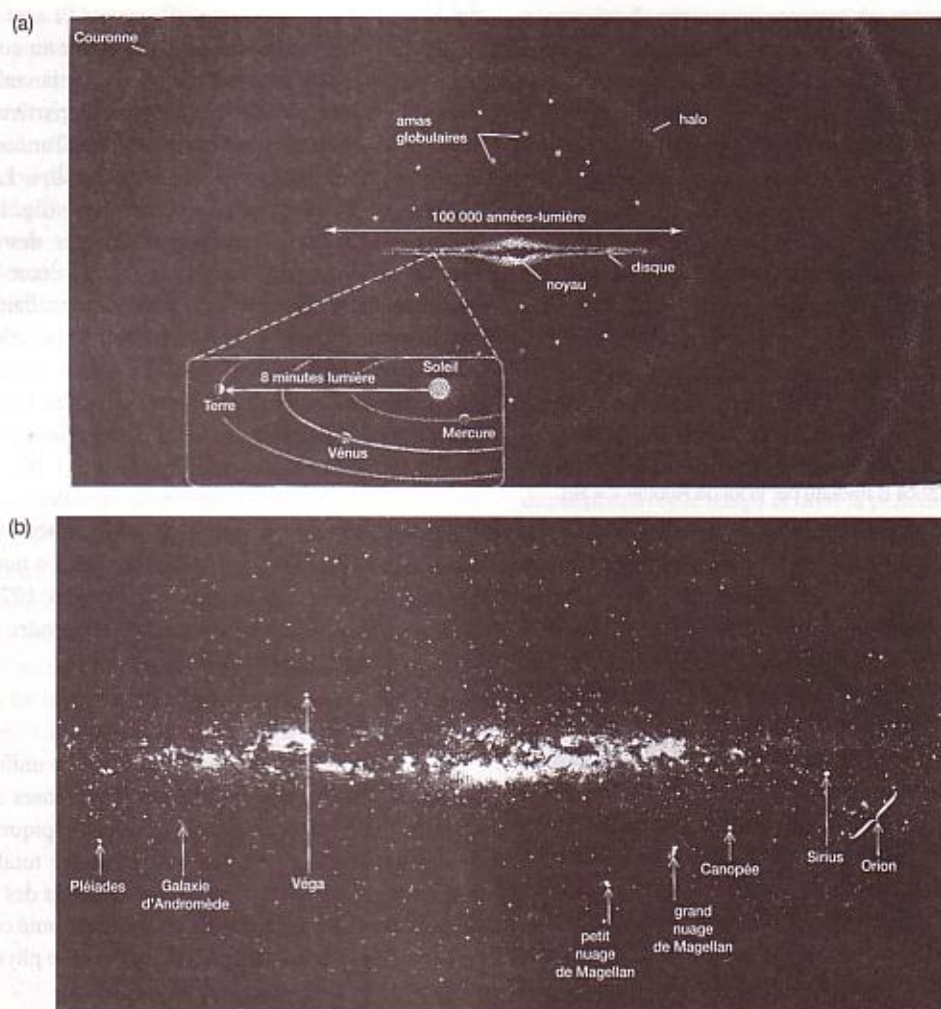


FIGURE 1.9. LA GALAXIE. (a) Schéma de notre Galaxie, position du Soleil et (b) partie directement observable en visible.



FIGURE 1.10. LA GALAXIE D'ANDROMÈDE. Sœur jumelle de la voie lactée, située à 2 millions d'années-lumière.

galaxies sont regroupées au sein d'amas. Les plus gros contiennent des milliers de galaxies. D'autres, plus petits, n'en contiennent que quelques dizaines. C'est le cas de notre Galaxie qui est entourée de quelques voisines comme les nuages de Magellan, la galaxie d'Andromède et d'autres.

Chaque galaxie contient des centaines de milliards d'étoiles. Les étoiles naissent de la fragmentation de nuages interstellaires puis de la contraction des fragments. Au cours de leur vie, elles rejettent de grandes quantités de gaz. Contrairement au Soleil, les étoiles ne vivent pas en général en célibataires. Dans leur grande majorité, on les retrouve en couples (pour 80 % d'entre elles) ou en amas.

L'étoile Soleil est entourée d'un cortège de planètes. Les astronomes se demandent maintenant si toutes les étoiles possèdent un système planétaire ou bien si le système solaire est un véritable monstre unique dans notre Galaxie. De nombreux indices semblent montrer qu'il existe de nombreuses planètes hors du système solaire, c'est pourquoi elles sont activement recherchées.

3.5 LES AMAS DE GALAXIES

Les galaxies ne sont pas uniformément réparties dans l'espace. Elles sont rassemblées en amas de quelques dizaines à quelques centaines de membres dont les plus gros sont de l'ordre d'une centaine de fois notre Galaxie (fig. 1.11). Notre Galaxie est située au sein d'un petit amas de quelques dizaines de membres.

3.6 LA DISTRIBUTION DE LA MATIÈRE ET DU RAYONNEMENT À GRANDE ÉCHELLE

Pour des dimensions encore plus grandes que celles des amas de galaxies, la matière ne semble pas répartie uniformément. La figure 1.12 représente une projection à deux dimensions de la distribution des galaxies à trois dimensions. La figure montre des trous, des filaments et des agglomérations de galaxies. À trois dimensions, l'Univers ressemble à une éponge dont les « trous » comme les « pleins » sont connectés entre eux. Les plus grands vides comme les amas de galaxies les plus riches sont environ 50 fois plus volumineux qu'un amas typique de galaxies. Comprendre comment la matière et le rayonnement de l'Univers sont distribués à très grande échelle est un des grands défis de la cosmologie moderne.

3.7 L'UNIVERS À DIFFÉRENTES LONGUEURS D'ONDE

Le spectre du rayonnement ou son intensité en fonction de la température dépend de la température du corps émetteur. Les lois du rayonnement d'un corps en équilibre



FIGURE 1.11. UN AMAS DE GALAXIES. L'amas Virgo (détails du centre avec les galaxies géantes M84 et M86). (Cliché © Palomar).

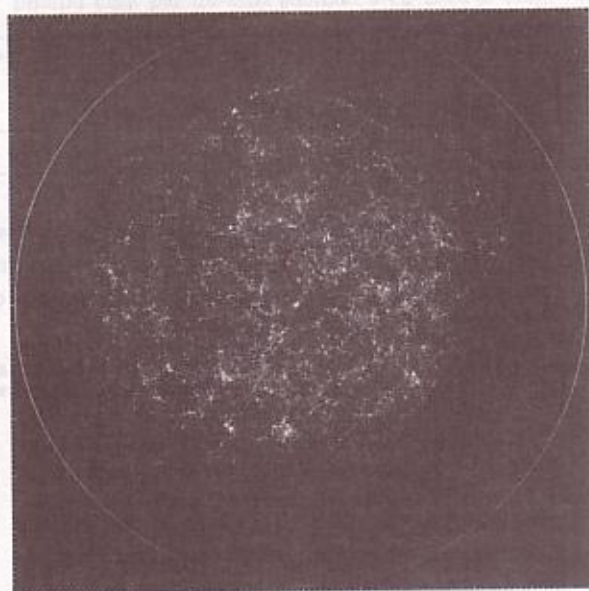


FIGURE 1.12. LA DISTRIBUTION DES GALAXIES AUTOUR DU PÔLE NORD GALACTIQUE (au centre de la figure). Plus d'un million de galaxies sont représentées ici. Le nombre décroissant de galaxies vers l'équateur galactique est dû à l'obscurcissement par le milieu interstellaire de notre propre Galaxie. (D'après Seldner et al, 1977).

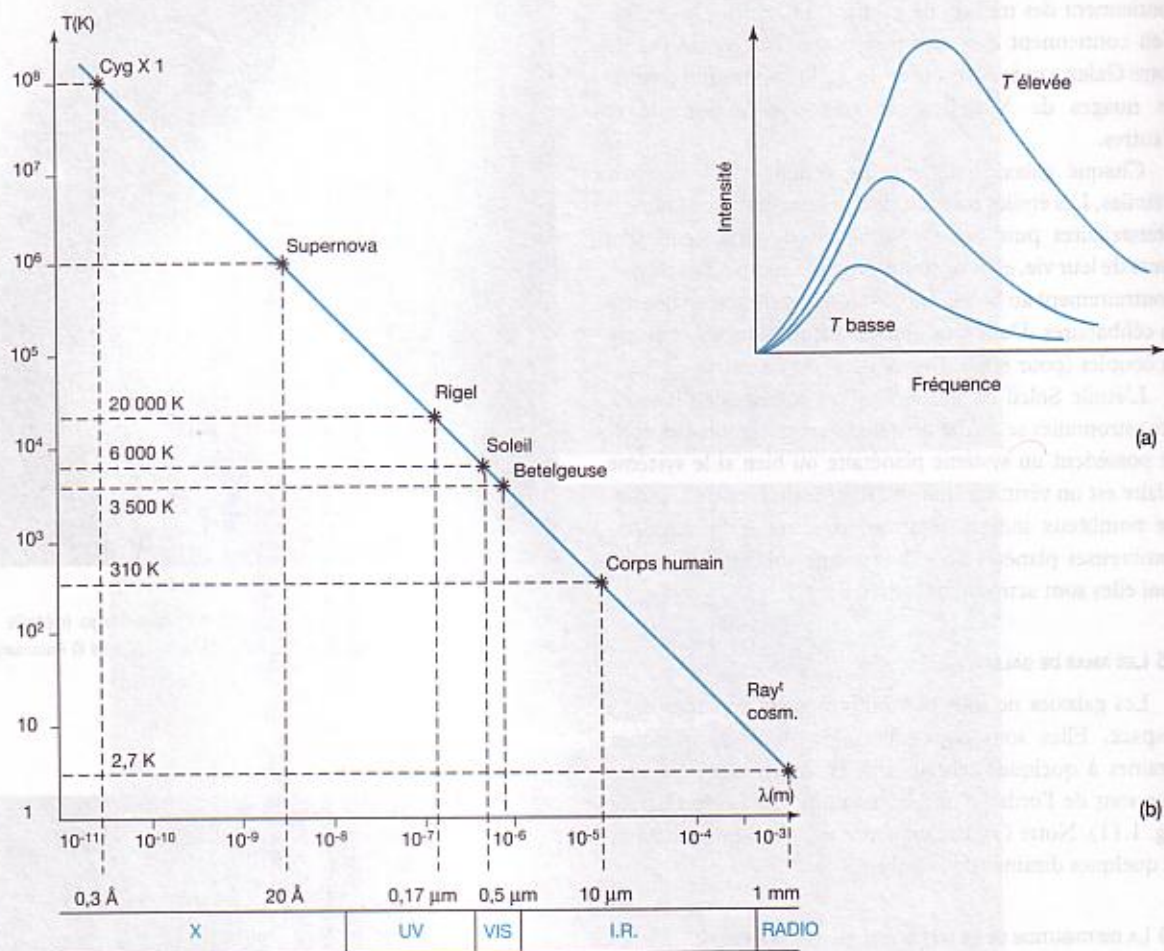


FIGURE 1.13. (a) LE SPECTRE DU RAYONNEMENT DÉPEND DE LA TEMPÉRATURE. Loi du corps noir.

FIGURE 1.13. (b) RELATION « COULEUR » — TEMPÉRATURE DU CORPS NOIR

Ray^t Cosm.
Bételgeuse
Rigel
Cyg X 1

Rayonnement cosmologique, fossile du Big Bang
Étoile rouge
Étoile bleue
Source de Rayons X au voisinage d'une étoile de la constellation du Cygne.
Premier candidat sérieux à l'état de trou noir.

(D'après Jean-Yves Daniel, 1991)

thermodynamique ont été établies à la fin du XIX^e siècle et sont connues sous le nom de lois du corps noir. La loi de Planck, qui exprime l'intensité de rayonnement en fonction de la fréquence, ou de la longueur d'onde, montre que l'intensité passe par un maximum (fig. 1.13a). La longueur d'onde λ_m du maximum de l'intensité du rayonnement croît quand la température T décroît pour un corps à l'équilibre thermique dont les processus d'absorption et d'émission se contrebalancent. Cette loi, connue sous le nom de loi de Wien, s'exprime par la relation

$$\lambda_m = \frac{2900}{T}$$

où λ_m est en microns (10^{-6} m) et T en kelvin (K) (fig. 1.13b).

À une température de l'ordre de 3000 K, comme l'atmosphère d'une étoile géante, le corps est rouge. Vers 5700 K, comme l'atmosphère du Soleil, le corps est jaune. Vers 25000 K, comme dans l'atmosphère des étoiles chaudes, la couleur est bleue. Les objets les plus froids de

L'Univers, comme certains nuages de poussières ou de petits astéroïdes, émettent essentiellement dans les domaines infrarouge et millimétrique. Les plus chauds, comme les noyaux actifs de galaxies ou les disques qui entourent les étoiles à neutrons, sont de puissants émetteurs X et γ . En observant l'Univers à différentes longueurs d'onde, on peut ainsi faire un bilan complet de la matière qui peuple l'Univers et des processus de rayonnement.

4. L'histoire de l'Univers

Chaque civilisation s'est préoccupée des « causes premières » du Monde et chacune a développé ses mythes et ses croyances. *A priori* inaccessible au pauvre « piéton » que nous sommes, le ciel est rapidement devenu le royaume des dieux. Certains ont même imaginé qu'un rideau nous séparait de ces dieux et que les étoiles n'étaient pas autre chose que des « trous » dans le rideau. À côté de ces images poétiques, toutes les civilisations ont développé l'idée que la création du Monde était liée à l'histoire tourmentée de dieux plus ou moins soumis à des contraintes extérieures ou bien que le Monde avait été créé par un ou plusieurs dieux tout-puissants. Il est amusant de rappeler qu'au XVII^e siècle, en comptant les générations dans la Bible, un moine anglais prétendait que le Monde avait été créé le dimanche 23 octobre 4004 avant notre ère. En fait, le manque de contraintes observationnelles n'a pas permis d'étudier l'histoire de l'Univers avant le XX^e siècle.

Il peut paraître bien présomptueux de comprendre l'origine de l'Univers alors qu'il est évidemment hors de question de faire la moindre expérience sur lui comme le ferait un physicien dans son laboratoire lorsqu'il veut comprendre la nature d'un objet. De plus, nous ne connaissons par définition qu'un seul Univers, ce qui ne nous facilite pas la tâche pour comprendre les mécanismes fondamentaux. Les astronomes ont tout de même réussi à proposer une histoire de l'Univers qui en retrace les principales étapes du moins après le début de l'expansion.

4.1 POURQUOI LE CIEL EST-IL NOIR LA NUIT ?

Cette question formulée par Olbers en 1823 a en fait été discutée au moins deux siècles plus tôt. Le fait que le ciel soit noir la nuit semble incompatible avec un Univers infini contenant un nombre infini d'étoiles. En effet, s'il y avait un nombre infini d'étoiles uniformément distribuées dans le ciel, nous verrions un ciel uniformément brillant. On peut faire une analogie avec une forêt en hiver quand on ne voit que les troncs des arbres. En regardant dans

n'importe quelle direction, le regard rencontre toujours un arbre si la forêt est assez dense. En regardant dans n'importe quelle direction dans le ciel, le regard ne trouve pas toujours une étoile ! Olbers pensait que les poussières interstellaires absorbaient complètement le rayonnement des étoiles. Ceci ne résoudrait pas le problème car les poussières seraient alors chauffées, elles rayonneraient à leur tour et le ciel serait tout aussi brillant.

Une réponse n'a pu être apportée à ce paradoxe qu'au XX^e siècle. Le ciel est noir la nuit essentiellement en raison de la vitesse finie de la lumière, de l'expansion de l'Univers et de l'âge fini de l'Univers et des étoiles. La lumière se déplaçant à une vitesse finie, nous regardons dans le passé quand nous observons les photons qui viennent de très loin. Si nous pouvions voir suffisamment loin, nous pourrions observer une distance si éloignée qu'elle correspondrait à une époque où la première étoile n'était pas encore apparue ! Si on représente la lumière émise par chaque étoile comme un train d'ondes dont le premier wagon est parti le jour de la naissance de l'étoile et le dernier le jour de sa mort, on comprend que la densité de trains d'onde dans l'Univers n'est pas suffisante. Pour reprendre l'analogie avec la forêt, nous vivons plutôt dans une clairière.

L'expansion de l'Univers contribue elle aussi à la « noirceur » du ciel nocturne. Dans un tel Univers, chaque photon émis par un astre lointain a en effet sa longueur d'onde décalée vers le rouge, et donc son énergie diminuée, avant de nous atteindre. Un tel effet diminue le rayonnement qui nous atteint.

4.2 L'EXPANSION DE L'UNIVERS ET LE PRINCIPE COSMOLOGIQUE

Notre conception de l'Univers a totalement basculé entre 1915 et 1930. Sur le plan théorique, en proposant la théorie de la relativité générale et un premier « modèle d'Univers » en 1917, Einstein a fourni l'outil qui permettait de dépasser la loi de Newton. Sur le plan observationnel, Hubble a mesuré en 1925 la distance de la galaxie d'Andromède et a trouvé qu'elle était en dehors de la Voie Lactée. Il a découvert, en 1929, la fameuse loi qui porte son nom : plus une galaxie est loin de nous, plus elle s'éloigne rapidement ! Pour interpréter facilement la loi de Hubble, on utilise la théorie de la relativité générale et, de plus, on a besoin d'admettre deux principes : le principe d'universalité et le principe cosmologique.

Le principe d'universalité stipule que les lois de la physique sont les mêmes partout. Elles s'appliquent aussi bien aux objets de notre environnement immédiat, comme on peut le vérifier en laboratoire, qu'aux galaxies les plus lointaines. La multiplication des observations n'a jamais mis en cause ce principe. Toutes les tentatives pour

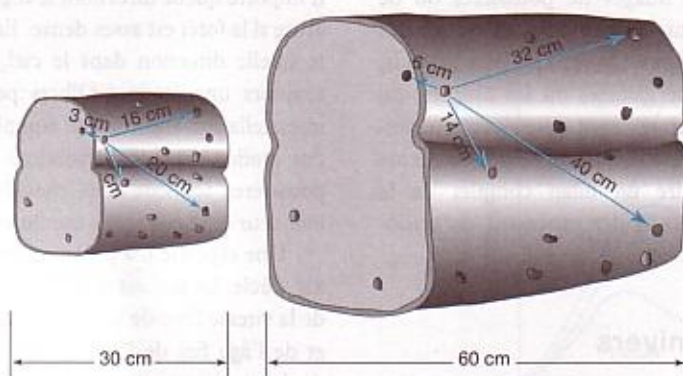


FIGURE 1.14. EXPANSION UNIFORME.

L'expansion de l'Univers est illustrée par le gonflement à la cuisson d'un « pudding » où les galaxies seraient figurées par les raisins.

découvrir une « physique exotique » qui expliquerait le comportement des confins de l'Univers ont pour l'instant été un échec. L'universalité des lois de la physique est un des postulats de base des astronomes.

Le principe cosmologique postule que l'Univers est homogène et isotrope à grande échelle et qu'il présente partout le même aspect à l'exception d'irrégularités locales comme les galaxies ou les amas de galaxies. Ce principe simplifie considérablement les modèles et il est, pour l'instant, bien vérifié par les observations (figures 1.15 et 1.18). À condition de considérer l'Univers à une échelle suffisamment grande, chaque partie ressemble aux autres. Chaque morceau de la structure en éponge mise en évidence plus haut (fig. 1.12) est semblable aux autres.

En considérant la position dans le ciel des 31 000 radiosources les plus brillantes, on obtient une représentation de la répartition de ces objets lointains qui ne montre aucun écart à une distribution aléatoire (fig. 1.15). Nous avons une information encore plus convaincante en considérant le rayonnement fossile des premiers instants de l'Univers (fig. 1.18).

La loi de Hubble a fait l'objet de nombreuses controverses. Tout d'abord, certains ont essayé d'expliquer le décalage spectral autrement que par l'expansion de l'Univers. Toutes les discussions à ce sujet n'ont fait que renforcer les arguments en faveur de l'expansion. Par ailleurs, on ne peut actuellement mesurer les distances que jusqu'à une centaine de millions de parsecs. La loi de Hubble n'est donc pas encore vérifiée au delà. Jusqu'à 100 millions de parsecs, on observe quelques petits écarts à la loi dus sans doute à des mouvements locaux de matière. Enfin, la détermination des distances est très délicate et elle se fait par étapes. Des erreurs importantes et cumulatives sont faites.

Aussi il est bien difficile de connaître la valeur de la constante de Hubble avec une précision meilleure qu'un facteur 2. Deux écoles se sont affrontées. Pour la première, la constante de Hubble H_0 aurait aujourd'hui une valeur de l'ordre de 45 à 60 km/s/Mpc (1 Mpc = 10^6 pc). Pour la seconde, elle serait comprise entre 75 et 100. Si l'expansion de l'Univers a eu lieu toujours à la même vitesse, son âge, égal à $T_0 = 1/H_0$ (fig. 1.16), est de 20 milliards d'années dans le premier cas et de 10 milliards d'années dans le second. Compte tenu du fait que l'expansion doit être freinée par l'attraction gravitationnelle mutuelle de toute la matière de l'Univers, on peut

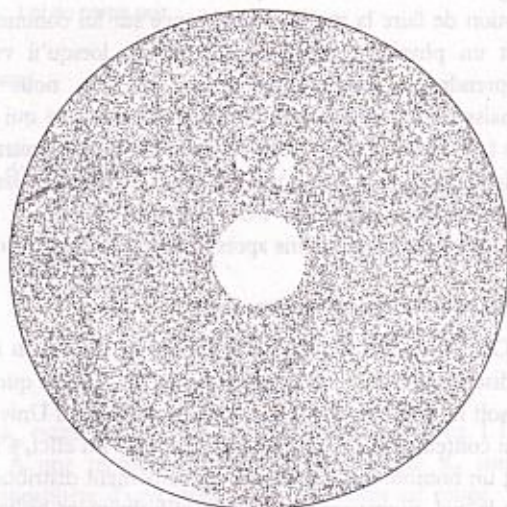


FIGURE 1.15. LA DISTRIBUTION DES 31 000 RADIOSOURCES LES PLUS BRILLANTES. Catalogue de Greenbank. (Gregory et Condon, 1991).

considérer ces valeurs comme des limites supérieures. Il semble aujourd'hui difficile d'accepter une valeur de H_0 supérieure à 70 et on peut dire que l'âge de l'Univers est de l'ordre de 14 à 15 milliards d'années, au plus.

Une fois l'expansion admise et la constante de Hubble déterminée, on peut faire quelques pas de plus. (Pour les détails et explications précises on se reportera à la fiche « Cosmologie » p. 79).

Le modèle d'expansion de l'Univers peut être représenté comme une compétition entre l'expansion uniforme qui tend à disperser toute la matière de l'Univers et la force de gravitation qui s'y oppose et qui tend au contraire à la rassembler. Le problème est analogue à celui du lancement d'une fusée. Si la vitesse de lancement est inférieure à la vitesse d'évasion de la Terre, la fusée retombe. Si elle est égale, la fusée s'évade sur une trajectoire parabolique et si elle est supérieure, la fusée s'évade sur une trajectoire hyperbolique. Par analogie, on peut dire que si la masse de l'Univers est suffisante, c'est-à-dire si sa masse volumique ρ est supérieure à une certaine masse volumique critique ρ_{crit} , l'expansion sera freinée et l'Univers s'effondrera sur lui-même au bout d'un certain temps. Sinon, le freinage de l'expansion sera insuffisant et elle continuera *a priori* indéfiniment. En procédant de la même manière que pour le calcul de la vitesse d'évasion d'une fusée, on trouve aisément que :

$$\rho_{\text{crit}} = 3 H_0^2 / 8 \pi G \quad (\text{cf. p. 80})$$

où G est la constante de la gravitation. On trouve que ρ_{crit} est de l'ordre de 10^{-29} g/cm^3 . Il est commode d'introduire le paramètre de densité $\Omega = \rho / \rho_{\text{crit}}$. L'Univers s'effondrera sur lui-même ou continuera indéfiniment son expansion selon que Ω est supérieur ou inférieur à 1.

Dans le cadre de la relativité générale, il y a une relation étroite entre la géométrie de l'Univers et sa densité moyenne. La matière tend en effet à courber l'espace-temps dans son voisinage immédiat et la géométrie n'est plus celle de l'espace euclidien de notre vie courante dans lequel les parallèles ne se coupent pas et dans lequel la somme des angles d'un triangle est égale à 180° . À titre d'exemple, la somme des angles d'un triangle tracé sur la surface d'une sphère est égale à 270° (fig. 1.17).

On démontre que si la densité de l'Univers est plus grande que la densité critique, la géométrie est sphérique. Sinon, elle est hyperbolique. Seul le cas intermédiaire est euclidien. On définit ainsi un rayon de courbure de l'Univers R_c qui est un nombre réel si l'espace est sphérique et fermé, imaginaire si l'espace est hyperbolique et ouvert, et infini si l'espace est plat.

Il est commode de considérer le facteur d'échelle $R(t)$ de l'Univers. Il définit l'expansion de l'Univers en fonction

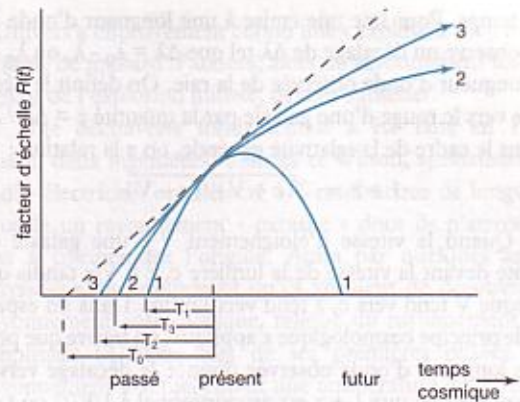


FIGURE 1.16. L'EXPANSION DE L'UNIVERS. Mesure de l'âge de l'Univers en fonction du modèle choisi (voir fiche cosmologie, p. 79).

- Courbe 1 $q_0 > 1/2$, $\Omega > 1$
Univers fermé. Expansion elliptique.
- Courbe 2 $q_0 = 1/2$, $\Omega = 1$
Univers plat. Expansion parabolique.
- Courbe 3 $q_0 < 1/2$, $\Omega < 1$
Univers ouvert. Expansion hyperbolique.

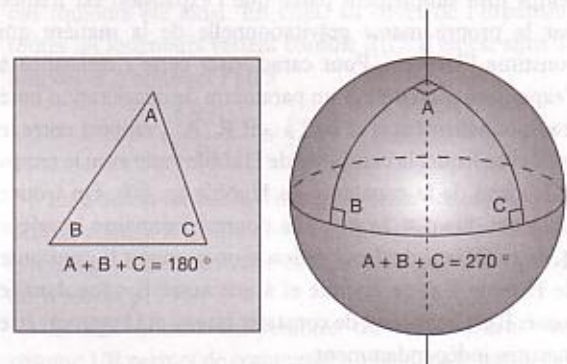


FIGURE 1.17. ESPACE PLAT ET ESPACE COURBE. Somme des angles d'un triangle.

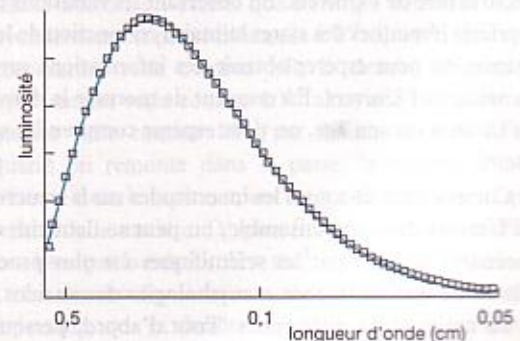


FIGURE 1.18. LE RAYONNEMENT COSMOLOGIQUE. Courbe du corps noir à 2,7 K et points de mesure.

du temps. Pour une raie émise à une longueur d'onde λ_e , on observe un décalage de $\Delta\lambda$ tel que $\Delta\lambda = \lambda_0 - \lambda_e$ où λ_0 est la longueur d'onde observée de la raie. On définit le décalage vers le rouge d'une galaxie par la quantité $z = \Delta\lambda / \lambda_e$. Dans le cadre de la relativité générale, on a la relation :

$$1 + z = \sqrt{(c + V)/(c - V)}$$

Quand la vitesse d'éloignement V d'une galaxie est petite devant la vitesse de la lumière c , $z = V/c$ tandis que lorsque V tend vers c , z tend vers l'infini. Dans un espace où le principe cosmologique s'applique, on trouve que pour une longueur d'onde observée donnée le décalage vers le rouge z est tel que $1 + z$ est proportionnel à $1/R(t)$ où t est le temps de l'émission. La mesure du décalage spectral d'un objet lointain devrait donc en principe nous fournir directement ce facteur d'échelle à l'époque où le rayonnement a été émis. En fait, nous ne connaissons pas encore les âges des objets concernés et cette méthode n'est pas actuellement applicable.

La constante de Hubble, qui est la même pour tous les objets de l'Univers à un instant donné, peut varier avec le temps tout simplement parce que l'expansion est freinée par la propre masse gravitationnelle de la matière qui constitue l'Univers. Pour caractériser cette « résistance à l'expansion », on définit un paramètre de décélération noté traditionnellement q et égal à $-\ddot{R} R / \dot{R}^2$, rapport entre le taux avec lequel la constante de Hubble varie avec le temps et le carré de la constante de Hubble (p. 80). On trouve aisément que $q = 2q_{crit}$. On pourrait connaître la valeur q_0 de ce facteur de décélération si on mesurait la constante de Hubble à notre époque et à une autre époque dans le passé. Il est important de constater que q_0 et Ω peuvent être mesurés indépendamment.

On a ainsi été conduit à développer un modèle standard de l'Univers. La mesure des paramètres cosmologiques est donc essentielle pour connaître l'âge, le futur et la structure de l'Univers. En observant les variations des propriétés physiques des astres lointains en fonction de leur distance, on peut espérer obtenir des informations sur la géométrie de l'Univers. En essayant de mesurer la densité de l'Univers ou son âge, on peut espérer comprendre son histoire.

Compte tenu de toutes les incertitudes sur la structure de l'Univers dans son ensemble, on peut se demander si le scénario imaginé par les scientifiques est plus proche de la vérité que les mythes et mythologies des anciens. Il y a au moins deux différences. Tout d'abord, personne n'a été conduit au bûcher pour avoir remis en cause l'expansion de l'Univers. Au contraire, des scientifiques passent leurs journées à essayer de démolir cette théorie et, pour l'instant, plus ils l'attaquent, plus elle résiste. De

plus, la théorie de l'expansion de l'Univers propose des tests observationnels qu'on peut raisonnablement espérer réaliser au cours des années à venir. Il suffirait qu'une seule observation soit défavorable pour qu'il faille renoncer à cette théorie. C'est la caractéristique de la science : toute proposition doit être soumise à des tests critiques et aucun dogme n'est accepté ! Toute proposition dont les conséquences ne peuvent être vérifiées ni par l'expérimentation ni par l'observation n'est pas une proposition scientifique.

4.3 LA DENSITÉ DE L'UNIVERS ET LA MASSE CACHÉE

Depuis la fin des années 1920, on cherche à mesurer la masse contenue dans les galaxies et les amas de galaxies observés. Connaissant le volume occupé, on peut espérer en déduire la densité. Les astronomes ont mesuré que la densité de la masse contenue dans les parties visibles des galaxies était bien inférieure à la densité critique ρ_{crit} .

Il y a grossièrement deux manières de mesurer la masse. La première consiste à analyser le rayonnement reçu sur Terre, à remonter aux astres responsables et à trouver une relation entre la luminosité observée et la masse des sources de lumière. La seconde consiste à observer le mouvement des corps célestes, par exemple en utilisant l'effet Doppler-Fizeau, qui nous fournit la projection de la vitesse d'un objet sur la ligne de visée, et à en déduire le potentiel gravitationnel responsable de ce mouvement. Par exemple, la mesure de la courbe de rotation des galaxies nous permet de connaître la valeur de leur masse. Les astronomes maîtrisent maintenant bien ces deux méthodes. Mais, il y a un gros problème : elles ne donnent pas le même résultat !

Il semble qu'il y ait au moins dix à vingt fois plus de matière invisible que de matière visible dans les galaxies et les amas de galaxies ! À plus grande échelle, il n'est pas impossible que le problème soit pire, étant donné la difficulté de faire la moindre mesure dans les « vides » entre les amas de galaxies. Il est quelque peu frustrant de constater que nous voyons moins de 10 % de la matière de l'Univers. Les astronomes sont pour l'instant incapables de dire si la densité de l'Univers est supérieure ou inférieure à la densité critique.

Cette matière sombre qui échappe pour l'instant à nos moyens de détection est évidemment activement recherchée. Quelle peut bien être sa nature ? Les chercheurs ont imaginé l'existence de particules élémentaires plus ou moins massives ou la présence d'une quantité colossale de planètes interstellaires ou de naines brunes, l'existence d'un grand nombre d'étoiles de très petite masse ou d'étoiles à neutrons isolées ou encore de « petits » trous noirs ou même de « gros » trous noirs. De tels objets, qui émettent

peu de lumière, seraient invisibles et pourtant contribueraient à la densité de l'Univers. Nous savons qu'ils existent, mais nous ne savons pas en quelle quantité. Pour donner une idée de la difficulté, imaginons qu'on découpe l'Univers en cubes de 500 millions de kilomètres de côté, la présence d'un seul caillou d'environ un kilogramme dans chaque cube permettrait d'atteindre la densité critique. De tels cailloux, uniformément distribués dans l'espace, seraient totalement invisibles : ils n'émettraient aucun rayonnement décelable et ils n'obscurciraient pas la lumière provenant des objets les plus lointains.

Une autre piste de recherche est d'imaginer que la matière sombre est constituée de particules élémentaires plus ou moins exotiques prédites par certaines théories de physique des particules. De telles particules interagissent peu avec la matière ordinaire et ne peuvent être produites que dans des conditions extrêmes inaccessibles aux laboratoires terrestres, mais qui régnaient dans l'Univers primordial. Les neutrinos massifs et différentes formes de particules massives à interaction faible ont été activement recherchés. De telles particules n'ont jamais été détectées dans les laboratoires terrestres car elles ne peuvent être produites qu'à de hautes énergies inaccessibles sur Terre. Mais elles ont été prédites en extrapolant les théories élaborées en étudiant les particules élémentaires détectées dans les accélérateurs de particules en service. Une telle recherche a particulièrement excité les physiciens des particules qui voient dans l'Univers le laboratoire qui devrait leur permettre d'explorer la structure intime de la matière. On voit à ce propos se rejoindre la physique de l'infiniment grand et la cosmologie avec l'infiniment petit et la physique des particules.

Les scientifiques ont redoublé d'imagination et ont multiplié les observations pour détecter la matière « invisible ». Pour l'instant, les résultats sont négatifs. Aucun des candidats envisagés ne permet de comprendre où est la masse cachée.

4.4 LE RAYONNEMENT FOSSILE

Si on admet la théorie de l'expansion isotrope de l'Univers, on peut remonter le temps et en déduire qu'il a existé dans le passé une « singularité » à partir de laquelle l'Univers est entré en expansion. Les outils de la physique sont pour l'instant insuffisants pour comprendre cette singularité. La connaissance des particules élémentaires, de la mécanique quantique et de la relativité générale nous fournit déjà quelques contraintes, mais il semble qu'une théorie quantique de la gravitation, qui n'a pas encore été inventée, devrait nous permettre de mieux comprendre cette singularité. En 1949, Gamow a avancé l'idée que, si

l'Univers a effectivement connu une « explosion » il y a une dizaine de milliard d'années, alors un rayonnement fossile, résidu de l'explosion initiale, devrait subsister.

Une découverte fondamentale a été faite en 1965 quand deux ingénieurs, Penzias et Wilson, spécialistes de radio-électricité, ont détecté à 7 centimètres de longueur d'onde un rayonnement « parasite » dont ils n'arrivaient pas à comprendre l'origine. Aidés par quelques astrophysiciens, ils comprirent qu'ils venaient de découvrir le rayonnement cosmologique, relique du rayonnement qui emplissait l'Univers lors de ses premières phases. Ce rayonnement a actuellement une température de 2,725 K (on parle souvent du rayonnement à 3 K). Cette découverte constitua l'un des arguments les plus forts en faveur de la théorie de l'expansion de l'Univers. Il est frappant de constater que le rayonnement fossile suit exactement la loi du corps noir élaborée au XIX^e siècle pour comprendre la thermodynamique et qu'il est remarquablement isotrope.

L'Univers actuel est dominé par la matière. La quantité d'énergie liée à la matière observée est des milliers de fois plus grande que l'énergie liée au rayonnement. Il n'en a pas toujours été ainsi. En effet, au cours de l'expansion, toutes les longueurs varient comme $R(t)$. Il en est ainsi des longueurs d'ondes et l'on a

$$\frac{R(t_0)}{R(t)} = \frac{\lambda_0}{\lambda_c} = 1 + z$$

En d'autres termes la longueur d'onde des ondes émises décroît comme R quand on remonte le temps. La température du rayonnement varie comme $1/R$ (voir plus haut loi de Wien, et p. 79).

Le fait que la température du rayonnement varie comme $1/R$ permet de comprendre que, dans le passé, pour un facteur d'échelle beaucoup plus petit, la température du rayonnement était très élevée au point où la matière ne pouvait pas exister. En effet, pour un corps noir, la loi de Stefan-Boltzmann établit que l'énergie contenue dans le rayonnement est proportionnelle à T^4 . Étant donné que la température varie comme $1/R$, la densité d'énergie du rayonnement varie comme $1/R^4$ alors que la densité de la matière varie comme $1/R^3$ par définition de la densité. Quand on remonte dans le passé, la densité d'énergie présente dans le rayonnement croît plus rapidement que la densité de la matière. D'après Einstein, matière et énergie sont liées par la relation $E = mc^2$.

La densité de masse associée au rayonnement est plus importante que la densité de masse liée à la matière aux premiers instants de l'Univers. Sa dynamique était dominée par le rayonnement, alors qu'aujourd'hui elle est dominée par la matière.

INTERACTIONS ET PARTICULES

Comparaison des interactions

La physique actuelle reconnaît l'existence de quatre grandes interactions fondamentales : l'interaction gravitationnelle, l'interaction électromagnétique, l'interaction nucléaire forte et l'interaction nucléaire faible (dans l'ordre historique de leur découverte).

Le tableau 1.2 récapitule les propriétés de ces interactions : intensité (égale par convention à l'unité pour l'interaction forte), portée et phénomènes physique afférents. La portée des interactions gravitationnelles et électromagnétiques est infinie. Mais, dans le cas électromagnétique, la présence de charges de signe opposé réduit en pratique la portée de l'interaction.

Unification des interactions

En remontant vers des conditions de très hautes densités et températures, c'est-à-dire à haute énergie, on constate que les « intensités » relatives des interactions semblent converger, ce qui invite à supposer une unification progressive des interactions (figure 1.19). L'interaction faible et l'interaction électromagnétique s'unissent en premier lieu pour donner l'interaction électrofaible, ce qui a été mis en

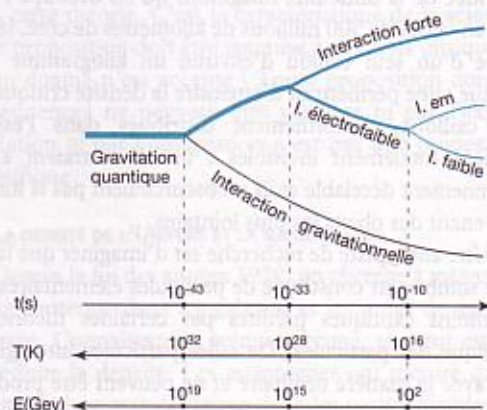


FIGURE 1.19. UNIFICATION DES INTERACTIONS

évidence à l'aide des accélérateurs actuels les plus puissants. Ce stade constitue la limite de nos certitudes présentes en physique des particules.

Ensuite l'interaction forte et l'interaction électrofaible sont censées fusionner pour donner l'interaction de grande unification (T.G.U.) qu'on arrive à modéliser mais dont les conséquences expérimentales ont encore besoin d'être

INTERACTION	INTENSITÉ	PORTÉE	PHÉNOMÈNES PHYSIQUES
Gravitationnelle	10^{-40}	Infinie	- Attraction universelle - Évolution de l'Univers - Propriétés et devenir des grandes structures : galaxies et amas - Forme, propriétés et évolution des étoiles et des planètes
Électromagnétique	10^{-2}	Infinie	- Phénomènes lumineux et électromagnétiques - Structures et états de la matière - Cohésion des atomes et des molécules - Réactions chimiques
Nucléaire forte	1	10^{-13} cm (taille du noyau)	- Cohésion des quarks dans les protons et neutrons, - Cohésion des noyaux - Réactions nucléaires
Nucléaire faible	10^{-14}	10^{-16} cm	- Production et diffusion des neutrinos - Désintégration des neutrons - Radioactivité

TABLEAU 1.2. COMPARAISON DES INTERACTIONS

confirmées. La T.G.U. rejoindrait l'interaction gravitationnelle pour donner la gravitation quantique qui échappe à toute modélisation à l'heure présente.

Les énergies sont données en électron-volt (eV), énergie acquise par un électron qui subit une différence de potentiel de 1 Volt, soit $1 \text{ eV} = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ J}$.

Particules élémentaires et interactions fondamentales

Le tableau 1.3 résume l'état actuel des connaissances sur les constituants élémentaires de la matière. Celle-ci serait composée seulement de trois familles, la première étant celle de la matière « ordinaire », les deux autres ayant été « vues » dans les accélérateurs. Les quarks portent trois « couleurs », rouge, jaune, bleue par convention.

Les particules de matière, appelées « fermions », obéissent à la statistique de « Fermi-Dirac » et en particulier au principe d'exclusion de Pauli : on ne peut pas faire coexister deux particules identiques dans le même état quantique (essentiellement de même énergie). Ce principe a des conséquences tout à fait fondamentales : il implique la cohésion et l'impénétrabilité de la matière, celle-ci ne pouvant implorer, ce à quoi conduirait la gravitation si elle opérait toute seule.

On imagine aujourd'hui que les interactions entre particules correspondent à l'échange de particules de très faible durée de vie qu'on appelle des bosons parce qu'elles obéissent à la statistique de « Bose-Einstein », ce qui en fait, au contraire des fermions, des êtres grégaires, c'est-à-dire qui peuvent occuper à plusieurs le même état d'énergie. Une conséquence en est l'addition des forces. Le graviton reste hypothétique.

Les particules les plus élémentaires (quarks et leptons qui constituent la matière) sont toutes des fermions. Les leptons sont toujours seuls dans la nature. Par contre les quarks s'associent en paquets de deux ou de trois. Un groupe de trois quarks ou triplet forme un hadron. Par exemple un proton ou un neutron est constitué de trois quarks. Un groupe de deux quarks ou doublet est formé d'un quark et d'un anti-quark. On l'appelle un méson. Un pion est un exemple de méson. Quand ils sont en nombre impair, les quarks agissent comme des fermions. Quand ils sont en nombre pair, ils agissent comme des bosons. Les quarks sont sensibles à l'interaction forte alors que les leptons ne le sont pas.

À toute particule doit être associée une anti-particule, certaines, comme le photon, étant à la fois particule et anti-particule.

PARTICULES					INTERACTIONS			
charge élémentaire	NOM	1ère famille	2ème famille	3ème famille	Gravit.	faible	e.m.	forte
					Graviton ?	W^+, W^-, Z_0	photon	gluons
2/3	quarks	R u J B 7 MeV	R c J B 1,3 GeV	R t J B 175 GeV	OUI	OUI	OUI	OUI
0	leptons neutres (neutrinos)	ν_e 0 ?	ν_μ 0 ?	ν_τ 0 ?			NON	NON
-1/3	quarks	R d J B 7 MeV	R s J B 150 MeV	R b J B 5,5 GeV			OUI	OUI
-1	leptons chargés	e^- 0,51 MeV	μ^- 106 MeV	τ^- 1,8 GeV				NON

TABLEAU 1.3. PARTICULES ÉLÉMENTAIRES ET INTERACTIONS. Les masses sont données en eV d'après l'équivalence matière-énergie $E = mc^2$. R = rouge. J = jaune. B = bleu. OUI/NON : si les particules de la partie gauche sont sensibles ou non aux interactions dont on a indiqué les bosons d'interaction.

Le tableau 1.4 donne la classification générale des particules, élémentaires ou non, en fermions et bosons, ainsi que leur « sensibilité » aux différentes interactions.

Les hadrons (du grec *hadros*, fort) sont sensibles à l'interaction forte en raison de leur constitution à partir de quarks. Les baryons (nucléons et hyperons) sont des fermions triplets de quarks. Les mésons (pions, kaons...) sont des bosons assemblages de paires quark-antiquark.

L'interaction forte entre nucléons au sein des noyaux peut être considérée comme une sorte de « résidu » de l'interaction forte qui opère elle à l'intérieur des nucléons par échange de gluons entre les quarks à l'image de la liaison de Van der Waals entre molécules qui peut être considérée comme le résidu de l'interaction électromagnétique à l'intérieur des molécules.

STATISTIQUE	FAMILLE		NOM	MASSE (MeV)	PARTICIPATION AUX INTERACTIONS			
					Gravit.	e.m.	forte	faible
FERMIONS	LEPTONS	CHARGES	e^-	0,51	OUI	OUI	NON	NON
			μ^-	105,65				
			τ^-	1784				
		NEUTRES	ν_e	0 ?		NON		
			ν_μ	0 ?				
			ν_τ	0 ?				
	HADRONS	NUCLÉONS	p (uud)	938,21	OUI	OUI	OUI	OUI
			n (udd)	939,50				
		HYPERONS	Λ_0 (ddu)	1115,4				
			Ω^- (sss) ⋮	1615				
			RONS	MÉSONS				
π^0 (u $\bar{u}$ +d $\bar{d}$)	134,97							
K^+ (u $\bar{s}$)	493,7							
K^0 (d $\bar{s}$) ⋮	134,97							
PHOTON		γ	0			NON	NON	
AUTRES BOSONS D'INTERACTION		W^+, W^-, Z_0 8 gluons graviton	$80 \cdot 10^3$ 0 ?	Les réponses dépendent d'hypothèses qui dépassent le niveau de cet ouvrage				

TABLEAU 1.4. PARTICULES ET INTERACTIONS

4.5 L'HISTOIRE THERMIQUE DE L'UNIVERS ET LES PREMIERS INSTANTS

L'évolution de l'Univers depuis le temps « zéro » du Big Bang est marquée par une décroissance continue de la température accompagnant l'expansion traduite par l'augmentation du facteur d'échelle $R(t)$ (voir fiche *Cosmologie*). Au cours de cette décroissance qui va des valeurs immenses des premiers instants à la température actuelle de 2,7 K du rayonnement fossile, l'histoire de l'Univers est marquée d'abord par une interaction permanente entre rayonnement et particules matérielles, ainsi que par la dissociation progressive des quatre interactions fondamentales (encadré *Interactions et particules p. 20*).

Au début le rayonnement est si intense qu'il possède l'énergie nécessaire pour matérialiser tous les couples particules-antiparticules possibles, qui s'annihilent aussitôt, ou qu'il détruit immédiatement. La condition de matérialisation d'une particule de masse m (avec son antiparticule) est que l'énergie du rayonnement à la température T soit au moins égale à l'énergie de matérialisation, soit

$$kT \geq mc^2$$

(k constante de Boltzmann = $1,38 \cdot 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$).

Si la masse est exprimée en eV, sachant que $1 \text{ eV} = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ J}$, on voit qu'à une température de 1 K correspond approximativement une énergie de 10^{-4} eV , d'après $kT = mc^2$.

Si $kT \gg mc^2$ le surplus d'énergie est communiqué aux particules sous forme d'énergie cinétique. Lorsque la température tombe sous le seuil de matérialisation de la particule de masse m , soit $kT \leq mc^2$, les annihilations ne sont pas compensées par les matérialisations et la population des particules correspondantes chute brutalement. Il y a *in fine* un reliquat faible de particules (comparé au nombre de photons) en raison de la très légère asymétrie entre matière et antimatière (on pense ainsi que pour une population de 10^9 particules il y avait seulement un proton de plus que d'antiprotons !). Et ainsi de suite, pour des particules de masse de plus en plus faible, le dernier couple concerné étant l'électron-positon, d'une masse de 0,5 MeV chacun, ce qui donne une température de l'ordre de $5 \cdot 10^9 \text{ K}$ (voir encadré plus haut).

Avant la découverte des quarks, on pensait que le scénario s'appliquait également aux nucléons ($m = 1 \text{ GeV}$ soit $T = 10^{13} \text{ K}$).

Les nucléons n'étant pas en fait élémentaires, mais constitué à partir de quarks, on pense plutôt à une transition quarks-nucléons vers $10^{12} - 10^{13} \text{ K}$, les nucléons n'étant pas stables pour des températures supérieures.

C'est seulement au bout d'un million d'années, lorsque la température est suffisamment basse (de l'ordre de 3000 K) que cesse l'empire du rayonnement sur la matière.

On distingue grossièrement cinq époques dans le cadre de la théorie de l'expansion : l'ère de Planck, l'ère de la grande unification, l'ère hadronique, l'ère leptonique, l'ère radiative, et l'ère stellaire que nous vivons actuellement. La figure 1.20 résume cette classification en synthétisant l'histoire thermique de l'Univers.

Ère de Planck. $t \leq 10^{-43} \text{ s}$ ($T \geq 10^{32} \text{ K}$)

Avant $t_p = 10^{-43} \text{ s}$ appelé temps de Planck, la physique de l'Univers est complètement hypothétique. C'est l'ère de la gravitation quantique, où toutes les interactions seraient unifiées. Des théories comme celles des supercordes (théorie du tout) avec 10, voire 26 dimensions, ont bien été avancées mais il s'agit de pures spéculations. Les astrophysiciens pensent que l'Univers pourrait être né d'une fluctuation d'espace temps du vide, ce vide n'étant pas le néant, mais un chaos rempli d'énergie virtuelle.

Comment détermine-t-on la durée de l'ère de Planck ? La physique quantique attribue à chaque particule de masse m une longueur d'onde dite de Compton $\lambda = h/mc$ où $h = h/2\pi$, h étant la constante de Planck

$$h = 6,6 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$$

λ mesure la zone de « présence » probable de la particule.

De son côté la relativité générale attribue à toute masse m un rayon de Schwarzschild (ou encore rayon du trou noir de masse m) $r_s = 2Gm/c^2$, tel que si toute la masse est comprimée à l'intérieur de ce rayon, alors aucune information ne peut nous en parvenir.

Pour $r_s \leq \lambda$, la particule ne peut plus « communiquer » avec elle-même ! Le physicien peut poser son stylo ! Soit

$$\frac{2Gm}{c^2} \leq \frac{h}{mc}$$

ou

$$m \leq \sqrt{\frac{hc}{2G}} = m_{\text{pl}} \quad \text{masse de Planck,}$$

masse du plus petit trou noir compatible avec la physique quantique.

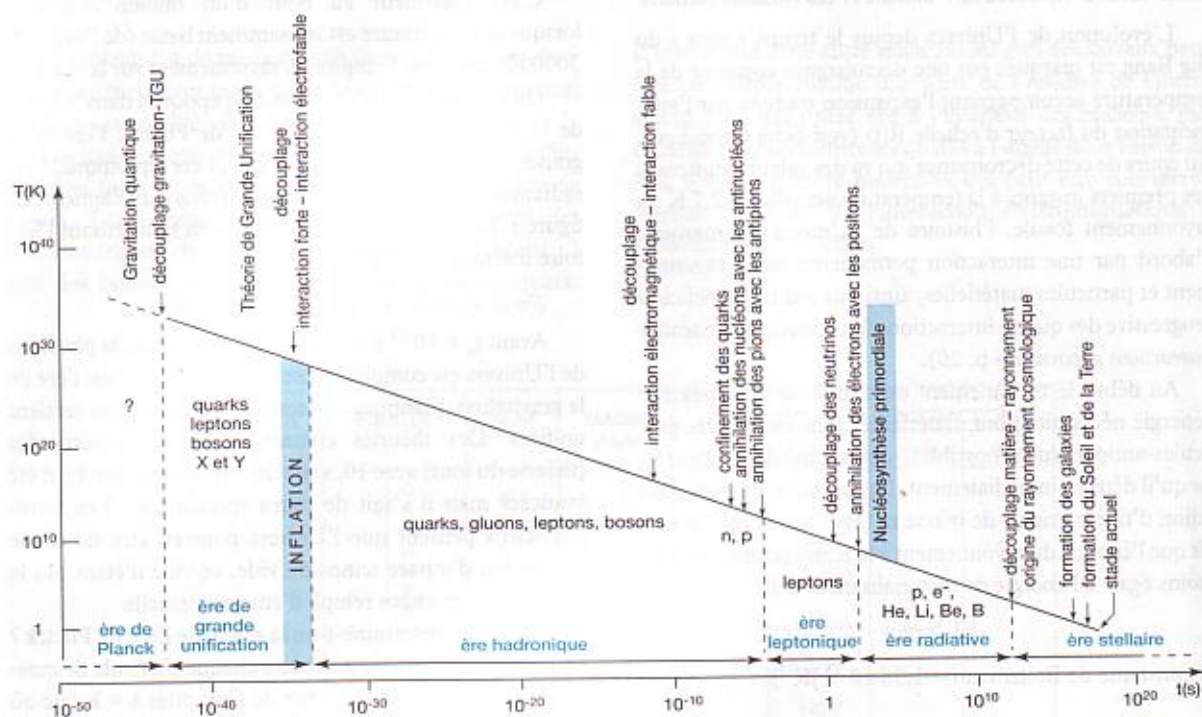
$m_{\text{pl}} = 1,6 \cdot 10^{-5} \text{ g}$ ou $1,2 \cdot 10^{19} \text{ GeV}$, soit $T = 10^{32} \text{ K}$. La taille correspondante est le rayon de Planck

$$r_{\text{pl}} = \frac{2G}{c^2} \sqrt{\frac{hc}{2G}} = \left(\frac{2Gh}{c^3}\right)^{1/2} = 2,2 \cdot 10^{-33} \text{ cm}$$

Le temps de Planck est le temps nécessaire à la lumière pour parcourir r_{pl} soit

$$t_{\text{pl}} = \frac{r_{\text{pl}}}{c} = \sqrt{\frac{2Gh}{c^5}} = 7 \cdot 10^{-44} \text{ s} = 10^{-43} \text{ s}$$

Temps et rayon de Planck sont les plus petites unités de temps et de distance compatibles avec la physique quantique.

FIGURE 1.20. HISTOIRE THERMIQUE DE L'UNIVERS. Évolution de T en $t^{-1/2}$ (fiche cosmologie, p. 81).

Ère de grande unification. $10^{-43} \text{ s} \leq t \leq 10^{-33} \text{ s}$
 $(10^{32} \text{ K} \leq T \leq 10^{28} \text{ K})$

À l'issue de l'ère de Planck, l'interaction gravitationnelle se séparerait des autres, unifiées dans la grande unification (TGU). Le rayonnement, constitué de photons γ très énergétiques, est en équilibre avec des quarks et des leptons (électrons, neutrinos) entre lesquels des bosons X et Y ($m = 10^{15} \text{ GeV}$) véhiculent l'interaction « grand-unifiée ». Les particules et antiparticules sont en nombres strictement égaux. C'est à la fin de cette période que se situe la période inflationnaire (voir p. 81) où l'interaction nucléaire forte se dissocie de l'interaction électrofaible, qu'elle domine.

Ère hadronique. $10^{-33} \text{ s} \leq t \leq 10^{-6} \text{ s}$ ($10^{20} \text{ K} \leq T \leq 10 \text{ K}$)

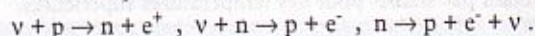
En dessous de leur température de seuil, les bosons X et Y s'annihilent. La différenciation des interactions a créé une très légère asymétrie : $10^9 + 1$ quarks contre 10^9 anti-quarks ! Le milieu est constitué d'un plasma de quarks et de leptons. Les quarks interagissent entre eux par l'interaction forte véhiculée par les gluons. Les quarks interagissent avec les leptons par le biais de l'interaction électrofaible véhiculée par les photons et les bosons W et Z qui, à ce

moment, ont une masse nulle. Ils n'acquièrent une masse ($m \approx 90 \text{ GeV}$) que lorsque l'interaction électromagnétique se sépare de l'interaction faible (transition électrofaible), vers $T = 10^{15} \text{ K}$ ($t = 10^{-10} \text{ s}$).

À partir de $T \leq 10^{13} \text{ K}$, le rayonnement n'a plus assez d'énergie pour dissocier les assemblages de quarks. Ceux-ci se « confinent » à l'intérieur des hadrons (transition quarks-hadrons) : nucléons et pions. Les nucléons, ainsi formés sous leur température de seuil, s'annihilent immédiatement pour ne laisser qu'un faible reliquat de protons et de neutrons, eu égard au rayonnement et aux leptons. Les pions, qui sont les hadrons de plus faible masse ($m = 100 \text{ MeV}$) s'annihilent vers 10^{12} K ($t = 10^{-4} \text{ s}$), qui marque la fin de l'ère hadronique.

Ère leptonique. $10^{-4} \leq t \leq 10 \text{ s}$ ($10^{12} \text{ K} \leq T \leq 5 \cdot 10^9 \text{ K}$)

Le milieu est essentiellement constitué de leptons (neutrinos, tausons, muons, électrons) et leurs antiparticules, en équilibre avec le rayonnement. Neutrons et protons sont en nombre égal au début de l'ère leptonique. Les neutrinos sont alors en équilibre avec les nucléons via les réactions :



En dessous de 10^{10} K ($t \approx 1$ s) soit une énergie $kT =$ 1 MeV correspondant à la différence de masse entre neutron et proton ($\Delta m = 1,29$ MeV), les neutrinos n'ont plus assez d'énergie pour interagir avec les nucléons. Seule subsiste la dernière réaction qui consacre la disparition du neutron, particule instable avec une durée de vie de 15 min, en même temps qu'est rompu l'équilibre entre neutrinos et nucléons. $T = 10^{10}$ K est appelée température de découplage faible, découplage entre matière et neutrinos qui peuvent alors voyager librement dans l'Univers. Il n'y a pas d'annihilation neutrino-antineutrino car celle-ci est régie par une interaction faible, comme l'indique son nom. Il devrait donc exister actuellement un « rayonnement » fossile de neutrinos (à 1,9 K environ), qui reste cependant indétectable en raison du très faible pouvoir d'interaction de ce type de particules.

La décroissance des neutrons s'arrête lorsqu'ils sont incorporés dans les noyaux qui commencent à se former par nucléosynthèse. Il y a alors un neutron pour 7 protons.

Lorsque la température tombe à la valeur seuil des électrons ($T = 5 \cdot 10^9$ K), ceux-ci s'annihilent et l'ère leptonique prend fin.

Ère radiative. $10 \text{ s} \leq t \leq 10^6 \text{ a}$ ($5 \cdot 10^9 \text{ K} \leq T \leq 3 \cdot 10^3 \text{ K}$)

Les photons restent les constituants essentiels de l'Univers. Vers $t \approx 3$ min, la température est suffisamment basse ($T \approx 10^8$ K) pour que protons et neutrons s'associent afin de former les noyaux des éléments les plus légers : Hélium 3 et 4, Lithium 7, Beryllium, Bore, les éléments plus lourds ayant une énergie moyenne de liaison par nucléon trop faible pour résister aux chocs et au rayonnement. Il s'agit de la nucléosynthèse primordiale, qui prend fin vers $t = 30$ min ($T = 10^7$ K) lorsque la température est trop basse pour que l'énergie cinétique des protons leur permette de vaincre la répulsion coulombienne pour constituer des noyaux. 25 % de la masse des nucléons est alors convertie en hélium.

Lorsque T descend au dessous de 4000 K ($t \geq 3 \cdot 10^5 \text{ a}$), les premiers atomes se forment. À la fin du processus, les électrons qui auparavant à l'état libre interagissaient efficacement par diffusion avec le rayonnement en maintenant ainsi la matière opaque, sont désormais liés aux noyaux et laissent filtrer le rayonnement. Le rayonnement se découple de la matière, devenue transparente, vers $t \leq 10^6 \text{ a}$ ($T \leq 3000 \text{ K}$). La lumière ainsi émise sous la forme d'un rayonnement thermique de corps noir est devenue, par refroidissement dû à l'expansion, le rayonnement cosmologique à 2,7 K. Il est « la plus ancienne image de l'Univers ». En terme de rapport de facteur d'échelle, cela correspond à une valeur de 10^3 , ou encore un décalage spectral de la

même valeur ; au delà duquel on ne pourra jamais observer de rayonnement.

C'est également à cette époque que la matière « prend en main » le destin de l'Univers.

Ère stellaire. $10^6 \text{ a} \leq t$ ($T \leq 3000 \text{ K}$)

C'est cette ère que nous vivons, et qui dure depuis environ 14 milliards d'années. Il a paru longtemps difficile d'expliquer l'apparition au bout d'un milliard d'années des premières grandes structures de l'Univers avec les galaxies primordiales, regroupements des premières étoiles, tant le rayonnement cosmologique paraissait uniforme. En 1992, le satellite COBE a mis en évidence d'infimes fluctuations dans ce dernier, qui pourraient peut-être avoir été suffisantes pour former les premières instabilités gravitationnelles de grandes masses de gaz primordial, se fragmentant pour donner les premières étoiles après effondrement et allumage des réactions de fusion de l'hydrogène en leur sein.

C'est au bout de 10 milliards d'années environ, il y a 4,5 milliards d'années qu'une étoile est née, le Soleil, au bord d'une galaxie, la Voie Lactée, et qu'une planète est apparue dans son sillage de gaz et de poussières, la Terre.

4.6 LA COSMOLOGIE MODERNE : LES PRINCIPAUX FAITS D'OBSERVATION ET QUELQUES PROBLÈMES

Ce qui rend la cosmologie moderne si vivante est l'espoir de mesurer les principales constantes cosmologiques et de savoir enfin dans quel Univers nous vivons. Les principaux faits d'observation peuvent être ramenés à une dizaine de propositions :

- Le ciel est noir la nuit.
- La vitesse V de récession des galaxies est proportionnelle à leur distance d : $V = H_0 d$.
- Le rayonnement du fond du ciel est celui d'un corps noir à 2,725 K.
- La relativité générale est la meilleure théorie de la gravitation que nous possédons.
- La constante de la gravitation ne semble pas avoir varié au cours du temps.
- L'Univers est isotrope à grande échelle.
- La majorité de la masse de l'Univers, au moins 90 %, est sous forme invisible.
- Les galaxies évoluent avec le temps. Les galaxies jeunes observées aux confins de l'Univers n'ont pas les mêmes propriétés que les galaxies plus évoluées.
- Les galaxies, bien qu'uniformément réparties à grande échelle, présentent des irrégularités de distribution à des échelles supérieures à celles des amas de galaxies.
- Les éléments légers comme l'hydrogène, le deutérium ou l'hélium ont été formés au début de l'Univers.

Les succès du modèle standard, en particulier le fait qu'on soit capable d'expliquer l'abondance des éléments légers par ce qui s'est passé lors des premières fractions de seconde de la vie de l'Univers, a soulevé l'enthousiasme et il n'existe actuellement aucune théorie alternative crédible. Cependant les problèmes posés sont loin d'avoir été tous résolus. On peut en citer plusieurs :

- Quelle est l'origine des fluctuations de densité qui ont formé les galaxies et les amas de galaxies ? Les galaxies les plus lointaines qui ont été observées avec les télescopes optiques traditionnels sont à des décalages z de l'ordre de 0,5 à 1, quand l'Univers avait la moitié de son âge actuel. Les objets très lumineux comme les quasars et certaines radiogalaxies ont été détectés à des décalages z de l'ordre de 4, quand l'Univers avait environ le cinquième de son âge actuel. Le rayonnement cosmologique nous donne des informations sur des époques antérieures à $z = 1\,000$. Pour z compris entre 4 et 1 000, nous manquons d'observations pour expliquer la genèse des galaxies. Le satellite COBE nous a appris que le rayonnement cosmologique, couplé à l'origine avec la matière, présente des irrégularités à une précision de 10^{-5} alors que des galaxies pourraient être formées par effondrement gravitationnel de fluctuations de densité de l'ordre de 10^{-3} .
- La remarquable isotropie de l'Univers pose le problème de savoir comment deux régions situées dans des directions opposées par rapport à nous peuvent avoir exactement les mêmes propriétés sans pouvoir communiquer entre elles. Le fait que deux régions situées dans des directions opposées ne peuvent communiquer en raison du temps fini qui s'est écoulé depuis le début de l'Univers et ne peuvent pas avoir de lien causal est connu sous le nom de problème de l'horizon cosmologique. La seule manière de rendre compte de l'isotropie actuelle de l'Univers est de supposer que les conditions initiales étaient parfaitement isotropes. A moins de supposer que deux objets initialement très proches et causalement liés aient été brutalement éloignés par une expansion soudaine qui semble alors les avoir déconnectés causalement. Cette expansion de nature exponentielle, intervenant à l'époque de la grande unification, est l'inflation (voir fiche cosmologie, p. 81).
- La densité de l'Univers semble proche de la densité critique, au moins à un facteur 10 près. Or, l'étude des modèles d'Univers montre que, pour des valeurs initiales de la densité différentes de la densité critique, l'écart croît rapidement. L'Univers devrait donc avoir commencé avec une valeur de la densité pratiquement égale à la densité critique pour expliquer les obser-

vations actuelles. Cela n'est pas impossible, mais on peut se demander pourquoi la densité initiale était précisément égale à cette valeur particulière. Là encore, cette théorie récente de l'inflation apporte une réponse, en même temps que beaucoup de questions annexes.

- L'asymétrie matière-antimatière pose problème. En effet, on sait depuis les années 1930 qu'à chaque particule est associée une antiparticule identique mais de charge électrique opposée. Lors de la collision de rayons γ avec de la matière ordinaire, des quantités égales de matière et d'antimatière sont produites dans les accélérateurs de particules. Or nous savons qu'il y a très peu d'antimatière dans l'Univers aujourd'hui sinon on observerait le rayonnement γ émis par annihilation avec la matière. L'absence actuelle d'antimatière ne semble être expliquée que par une légère asymétrie aux premiers instants de l'Univers. Cette condition initiale paraît bien arbitraire.

On peut aussi se poser des questions qui demeurent pour l'instant du domaine de la spéculation et qui sont de nature peu scientifique dans la mesure où on ne peut encore apporter la moindre contrainte observationnelle, par exemple :

- Y a-t-il d'autres univers au delà de ce que nous observons et que nous appelons notre Univers ?
- Qu'y avait-il avant la singularité qui a existé au temps $t = 0$? La physique classique est impuissante pour décrire ce qui s'est passé à l'origine et *a fortiori* avant. On peut imaginer que l'invention d'une théorie quantique de la gravitation permettrait d'accéder à ce qui s'est passé pour des temps négatifs, mais on peut se demander quelles seraient les contraintes observationnelles.
- Quel est le futur de l'Univers ? Ceci dépend de la valeur du paramètre Ω . Si elle est supérieure à 1, l'Univers peut s'effondrer et connaître un grand effondrement (*big crunch*) après le grand boum (*big bang*). Sinon l'expansion devrait continuer indéfiniment. Si Ω est supérieur à 1, on peut même imaginer que l'Univers oscille en connaissant successivement des phases d'expansion et de contraction et en passant à chaque fois par une singularité.

Cette histoire de l'Univers nous a fait comprendre que les atomes les plus simples comme l'hydrogène et l'hélium sont formés aux premiers instants de son histoire et que les atomes plus lourds sont formés grâce aux étoiles.

4.7 LA VIE DES ÉTOILES

Une étoile comme le Soleil est une boule de gaz de $2 \cdot 10^{30}$ kg en équilibre sous l'effet de la gravitation et des

réactions thermonucléaires. Au centre du Soleil, l'hydrogène est transformé en hélium depuis 4,5 milliards d'années et cela devrait durer environ 5 milliards d'années de plus. À partir du moment où une masse comprise entre cent fois et un dixième de fois la masse du Soleil s'effondre sur elle-même gravitationnellement, une étoile naît (tableau 1.1 p. 9). Trop massive, une étoile ne serait pas stable. Trop peu massive, la température centrale ne serait pas suffisante pour que les réactions thermonucléaires s'allument.

Les équations qui décrivent l'équilibre d'une boule de gaz, la production et le transfert d'énergie (voir ci-dessous à propos du Soleil) peuvent être résolues à l'aide des ordinateurs modernes et permettent de décrire la vie des étoiles. Les modèles développés sont en bon accord avec les observations et l'évolution des étoiles est maintenant bien comprise.

La vie d'une étoile dépend essentiellement de sa masse. La température et la pression centrales sont d'autant plus élevées que la masse de l'étoile est plus grande. Les réactions thermonucléaires qui se développent au centre dépendent évidemment de la température et de la pression. Plus la masse est élevée, plus des réactions énergétiques se développent. Au sein d'une étoile massive, le taux de production de l'énergie est si important que le carburant nucléaire est « rapidement » épuisé. Une étoile de faible masse a un taux de production d'énergie bien

moindre. Sa durée de vie sera donc supérieure à celle d'une étoile plus massive. De ce point de vue, les étoiles sont un peu comme les hommes. Plus elles sont grosses, mieux elles vivent, mais l'indigestion les guette et cela ne durera pas longtemps. Les « maigres » vivent plus chichement, dépensent peu, brillent peu et cela peut durer très longtemps !

L'existence des réactions thermonucléaires au cœur des étoiles a non seulement pour conséquence de fournir une source d'énergie pour des milliards d'années, mais change constamment la composition chimique d'une étoile. L'évolution est donc inéluctable. Quand le carburant au centre a été consommé, l'équilibre est rompu et la gravitation reprend le dessus, l'étoile se contracte pour dégager de l'énergie gravitationnelle de façon à alimenter son rayonnement, en même temps que la température au centre augmente, jusqu'à ce qu'une autre réaction thermonucléaire plus ou moins énergétique démarre (cf. p. 38).

Pour les étoiles dont la masse est inférieure à 1,4 fois la masse du Soleil, la transformation d'hydrogène en hélium est suivie de celle de l'hélium en carbone, (à 10^8 K). À ce moment là, l'étoile est devenue une étoile géante rouge. Son rayon est 300 fois plus grand que celui du Soleil actuel. Cette étoile géante perd beaucoup de masse, une nébuleuse se développe autour d'elle. Le carbone situé au centre atteint un état dégénéré. La température ne peut plus augmenter. Ce qui reste de l'étoile se contracte pour

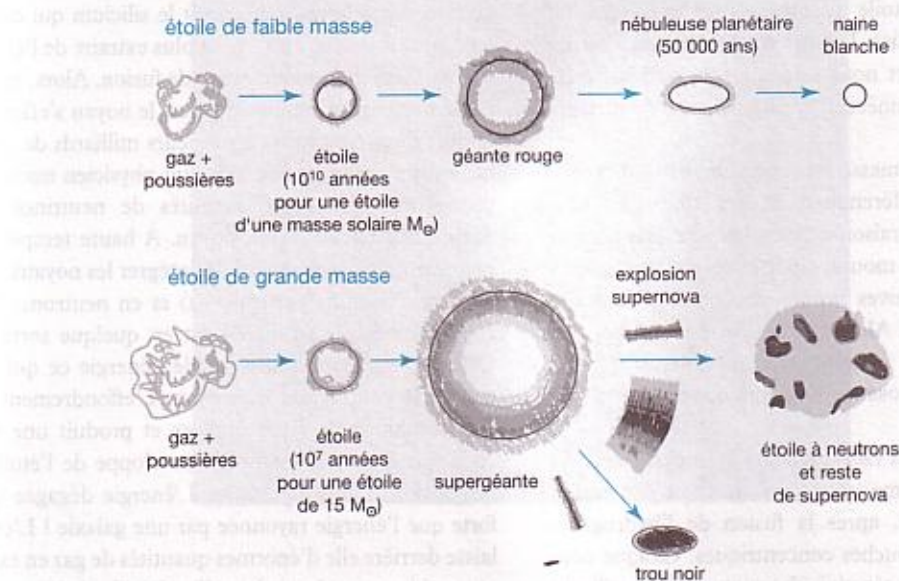


FIGURE 1.21. L'ÉVOLUTION DES ÉTOILES EN FONCTION DE LEUR MASSE. Les étoiles légères évoluent jusqu'à l'état de naine blanche et peu d'éléments sont formés. Les étoiles massives forment au contraire tous les éléments jusqu'au fer et finissent sous forme de supernova.

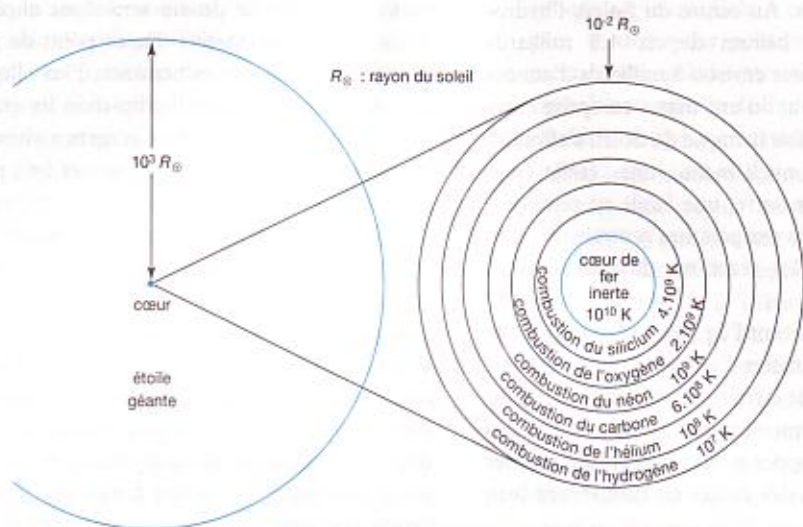


FIGURE 1.22. L'ÉVOLUTION D'UNE ÉTOILE MASSIVE. Avant l'explosion d'une supernova, l'étoile massive est une géante dont le noyau a une structure en oignon. Dans chaque couche, un élément brûle et le centre de fer est inerte. La température croît lorsqu'on se rapproche du centre.

donner une naine blanche qui a la taille de la Terre et qui se refroidit lentement. L'atmosphère du Soleil a actuellement une température de 5 700 K. À l'état de géante, l'atmosphère du Soleil aura une température d'environ 3 000 K et englobera l'orbite actuelle de la Terre. Au cours de cette évolution, le Soleil perdra beaucoup de matière et la Terre tournant autour d'un astre plus léger, verra sa distance à ce futur Soleil augmenter. La Terre sera soit absorbée par cette étoile géante, soit située dans un environnement immédiat. Les molécules terrestres seront dissociées en atomes et nous serons grillés ou rôtis dans environ 5 milliards d'années. Il faudra penser à déménager avant !

Les étoiles dont la masse est supérieure à 1,4 fois celle du Soleil évoluent différemment et beaucoup plus vite. En reprenant la comparaison avec un homme gros et riche qui termine sa vie en mourant par excès de prodigalité, la fin des étoiles massives ne ressemble pas à celle des étoiles de faible masse. Alors que ces dernières, à bout de ressources, s'éteignent lentement, les premières, dans la même situation, explosent dans un spectaculaire feu d'artifice !

Les étoiles massives fabriquent les atomes au-delà du carbone. Un peu comme un oignon, le cœur des étoiles massives est constitué, après la fusion de l'hydrogène, d'une succession de couches concentriques. Chaque couche est le siège d'une réaction thermonucléaire utilisant comme combustible le produit des réactions ayant eu lieu auparavant dans le noyau. L'augmentation de température vient de la nécessité d'avoir une énergie cinétique suffisante

pour vaincre les répulsions coulombiennes croissantes entre noyaux.

La fusion du carbone commence vers $6 \cdot 10^8$ K pour fabriquer du néon, qui lui-même après épuisement du carbone va donner de l'oxygène (10^9 K). Après épuisement du néon, l'oxygène par fusion donne du silicium et du soufre (vers $2 \cdot 10^9$ K). À ces températures, la fusion devient difficile en raison de la violence des chocs. C'est une succession d'équilibres impliquant le silicium qui conduit au fer. Au-delà du fer, on ne peut plus extraire de l'énergie par les réactions thermonucléaires de fusion. Alors, en l'absence de réactions thermonucléaires, le noyau s'effondre et la température croît jusqu'à plusieurs milliards de degrés, ce qui est très élevé, même pour un physicien nucléaire ! La production d'énormes quantités de neutrinos accélère encore la contraction du noyau. À haute température, le rayonnement commence à désintégrer les noyaux de fer en noyaux d'hélium (particules α) et en neutrons. Toute la construction qui a précédé est en quelque sorte défaits. Cette désintégration absorbe de l'énergie ce qui accélère encore la contraction du noyau. L'effondrement devient catastrophique, le cœur implose et produit une onde de choc qui éjecte violemment l'enveloppe de l'étoile. C'est l'explosion d'une supernova. L'énergie dégagée est aussi forte que l'énergie rayonnée par une galaxie ! L'explosion laisse derrière elle d'énormes quantités de gaz en expansion et un objet central qui s'est effondré (fig. 1.23).

Dans l'implosion du cœur, les électrons libres et les protons sont écrasés les uns contre les autres et des neutrons sont produits. Il se forme alors un cœur de neutrons

à très haute densité. Le cœur devient une étoile à neutrons dont le diamètre est de l'ordre de celui de la ville de Paris. La densité est considérable, supérieure à 10^{15} ! La matière dégénérée au sein de cette étoile est incompressible et résiste à la gravitation. Quand la masse du cœur est supérieure à trois fois la masse du Soleil, la gravitation l'emporte définitivement et l'objet s'effondre en un trou noir. Rien ne s'en échappe, même pas la lumière.

L'analyse du gaz éjecté après l'explosion d'une supernova révèle une grande quantité d'atomes lourds, résultat des réactions thermonucléaires. Ces éléments lourds enrichissent le milieu interstellaire dans lequel de nouvelles générations d'étoiles se forment.

L'explosion des supernovae a d'importantes conséquences sur l'histoire de l'Univers. Non seulement les supernovae (fig. 1.23) chauffent le milieu interstellaire et produisent de nombreuses particules de très haute énergie, mais elles sont la source de la plupart des éléments lourds trouvés dans la nature. La production d'un énorme flux de neutrons au moment de l'explosion d'une supernova peut conduire à la formation de noyaux au delà du fer. Alors que

les éléments du carbone au fer sont produits très lentement au sein des étoiles, une nucléosynthèse « explosive » a lieu avec l'apparition d'une supernova. Les éléments formés par la nucléosynthèse stellaire et explosive sont dispersés dans le milieu interstellaire avec l'explosion d'une supernova.

4.8 LA NUCLÉOSYNTHESE DES ÉLÉMENTS

Les astronomes ont compris au cours du xx^e siècle que tous les atomes présents sur Terre et dans l'Univers ont pour l'essentiel été produits par nucléosynthèse primordiale pour les plus légers, puis par nucléosynthèse stellaire jusqu'au fer, puis par nucléosynthèse explosive au delà du fer. L'étude quantitative des différents processus de production des atomes montre un accord remarquable entre les abondances prédites et les abondances observées.

L'abondance des éléments dans l'Univers est établie d'une part directement par l'analyse du matériau terrestre, lunaire ou météoritique et d'autre part par l'interprétation des spectres du rayonnement émis par les étoiles et le milieu interstellaire (fig. 1.24).

Aux premiers instants de l'Univers, au moment où ma-



FIGURE 1.23. UNE SUPERNOVA. C'est aux marges de la galaxie NGC 4526 qu'une étoile vient de terminer sa vie dans l'explosion d'une supernova (en bas à gauche) aussi lumineuse que le cœur de la galaxie. (Cliché © HST).

tière et rayonnement se découplent, les éléments les plus simples sont formés et en premier lieu l'hydrogène. Le deutérium et l'hélium sont formés une centaine de secondes après l'explosion initiale. Quand la température de l'Univers est de l'ordre de 10 000 K, les électrons libres et les ions d'hydrogène et d'hélium se combinent pour donner des atomes neutres. Au bout d'environ 10 millions

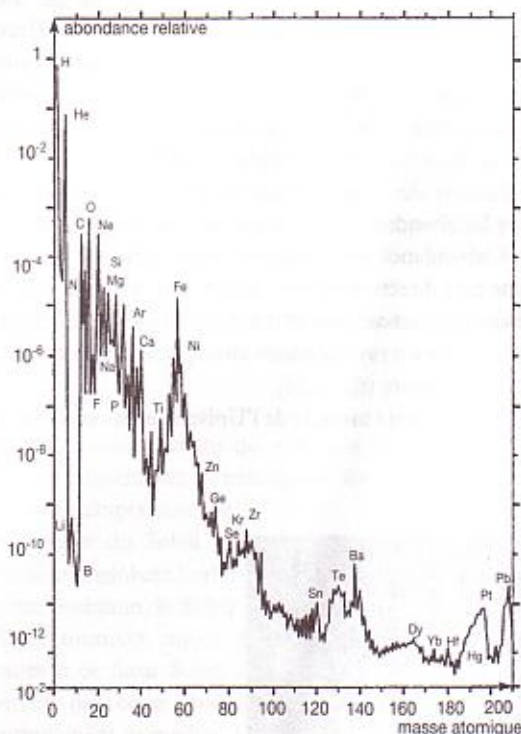
d'années, l'Univers contient essentiellement des atomes d'hydrogène et d'hélium et des molécules d'hydrogène. Pour aller au delà et former des éléments plus lourds, il faut vaincre la répulsion électrostatique coulombienne et le refroidissement de l'Univers est si rapide qu'aucun élément plus lourd que l'hélium n'est produit en quantité notable au début de l'Univers. La figure 1.25 montre l'évolution de l'abondance des éléments légers en fonction du temps, au début de l'Univers.

Une certaine quantité de lithium 7 est produite aux premiers instants de l'Univers mais les éléments compris entre l'hélium et le carbone, c'est-à-dire le lithium, le béryllium et le bore, sont moins stables que leurs voisins. Ils ne sont pratiquement pas synthétisés par réaction de fusion au cœur des étoiles et, de plus, ils sont détruits aux températures élevées qui règnent au cœur des étoiles. Les astronomes ont compris qu'ils étaient créés par des réactions de très grandes énergies ou réactions de spallation dans lesquelles une particule lourde est cassée par une particule de haute énergie. Les protons du rayonnement cosmique galactique frappent les atomes de carbone, d'azote et d'oxygène du milieu interstellaire pour former du lithium, du béryllium et du bore. Ces atomes peuvent aussi être le résultat de la collision de noyaux de carbone, d'azote et d'oxygène du rayonnement cosmique avec des noyaux d'hydrogène.

Si l'évolution nucléaire et chimique de l'Univers s'était arrêtée là, aucun des éléments essentiels à la formation des planètes et de la vie ne serait apparue. Les générations successives d'étoiles et de supernovae ont formé les éléments par nucléosynthèse stellaire et nucléosynthèse explosive à partir du carbone dans « les bonnes proportions » pour que notre système solaire, la Terre et nous-mêmes apparaissions. Depuis les premiers instants de l'Univers, la matière est sans cesse recyclée dans les étoiles et le milieu interstellaire et sans cesse enrichie en éléments de plus en plus lourds. Ce cycle de la matière est schématisé dans la figure 1.26.

4.9 LA MESURE DES ÂGES

Quatre grandes méthodes permettent de mesurer les âges : la mesure des âges des éléments par datation radioactive, l'étude de l'évolution stellaire, celle de la dynamique des amas d'étoiles et celle de l'expansion de l'Univers. Ces quatre approches donnent des valeurs compatibles entre elles. L'« explosion primitive » a eu lieu il y a un peu moins de quinze milliards d'années, les galaxies et les amas de galaxies se sont formés peu de temps après et les générations d'étoiles se succèdent depuis. La durée de vie d'un amas d'étoiles est, en première approximation, propor-



Abondance relative des éléments en masse		
Éléments		Abondance en masse
Hydrogène	H	$7,1 \times 10^{-1}$
	D	10^{-4}
Hélium	^4He	$2,7 \times 10^{-1}$
	^3He	6×10^{-5}
Li, Be, B		10^{-8}
C, N, O, Ne		2×10^{-2}
Groupe du silicium (sodium à titane)		2×10^{-3}
Groupe du fer		2×10^{-4}
Groupe des éléments (63 à 100)		10^{-6}
Éléments lourds		10^{-7}

FIGURE 1.24. ABONDANCES UNIVERSELLES DES ÉLÉMENTS. L'abondance en masse est obtenue en multipliant l'abondance par la masse atomique. Ainsi l'abondance de l'Hélium 4 est de $6,8 \cdot 10^{-2}$ (6,8 %) ce qui donne une abondance en masse de $6,8 \cdot 10^{-2} \times 4 = 2,7 \cdot 10^{-1}$ (27 %).

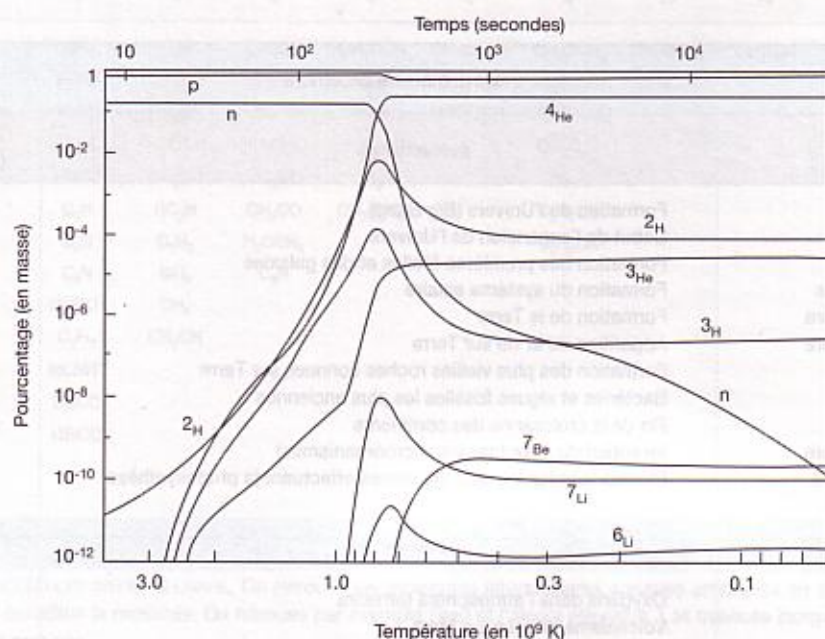


FIGURE 1.25. LA NUCLÉOSYNTÈSE PRIMORDIALE. L'évolution des éléments légers aux premiers instants.

tionnelle au nombre d'étoiles de l'amas. Les amas globulaires les plus anciens comprennent plusieurs centaines de milliers d'étoiles et ont un âge de plus de dix milliards d'années.

Pour illustrer l'histoire de l'Univers, on peut la résumer en un calendrier idéal d'une année fictive dans laquelle l'histoire aurait commencé le 1er janvier alors que nous serions le 31 décembre à minuit (fig. 1.27).

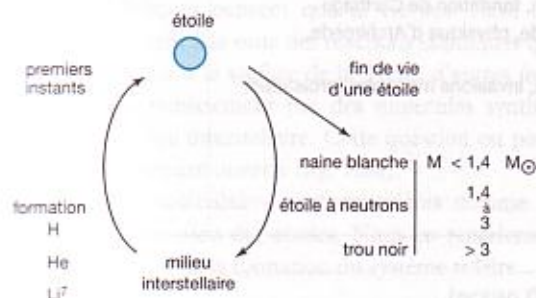


FIGURE 1.26. LE CYCLE DE LA MATIÈRE DANS L'UNIVERS.

4.10 LE MILIEU INTERSTELLAIRE ET LES MOLÉCULES INTERSTELLAIRES

L'espace entre les étoiles, le milieu interstellaire, est loin d'être vide. Il contient un mélange de matériau primitif, issu des premiers instants de l'Univers, et de matériau éjecté par les étoiles géantes, les novae, les supernovae et les nébuleuses qui entourent certaines étoiles. Composé de gaz et de poussières, le milieu interstellaire a une structure et une dynamique très complexes. Le matériau présent dans le milieu interstellaire peut être considéré comme la matière première des étoiles.

L'observation dans les domaines radio, millimétrique et infrarouge, fournit de nombreuses informations précieuses sur les conditions physiques de ce milieu. Le rougissement du rayonnement à la traversée des poussières interstellaires qui dispersent la lumière bleue plus efficacement que la lumière rouge, ainsi que l'absorption du rayonnement émis derrière d'immenses nuages de poussières, traduisent la présence d'immenses quantités de grains de poussières. Ces grains de poussières ont des dimensions de l'ordre de quelques microns à quelques dizaines de microns. Certains sont constitués de carbone pur, d'autres sont de petits morceaux rocheux, d'autres possèdent des glaces d'eau, de méthane ou d'ammoniaque.

avant le mois de décembre		
dates	événements	âge réel (en années)
1er janvier	Formation de l'Univers (<i>Big Bang</i>)	$1,4 \cdot 10^{10}$
19 février ?	Début de l'expansion de l'Univers	$1,2 \cdot 10^{10}$
9 septembre	Formation des premières étoiles et des galaxies	$4,6 \cdot 10^9$
14 septembre	Formation du système solaire	$4,5 \cdot 10^9$
25 septembre	Formation de la Terre	$3,8 \cdot 10^9$
2 octobre	Apparition de la vie sur Terre	$3,4 \cdot 10^9$
9 octobre	Formation des plus vieilles roches connues sur Terre	$3,2 \cdot 10^9$
26 octobre	Bactéries et algues fossiles les plus anciennes	$2,6 \cdot 10^9$
1er novembre	Fin de la croissance des continents	$2,4 \cdot 10^9$
12 novembre	Invention du sexe (par les microorganismes)	$2 \cdot 10^9$
	Plantes fossiles les plus anciennes effectuant la photosynthèse	
décembre		
1er	Oxygène dans l'atmosphère terrestre	$1,2 \cdot 10^9$
5	Volcanisme intense sur Mars	10^9
18	Explosion cambrienne. Début de l'ère primaire	$5,6 \cdot 10^8$
20	Les plantes colonisent les terres	$4,8 \cdot 10^8$
22	Premiers amphibiens	$4,0 \cdot 10^8$
24	Premiers dinosaures	$3,2 \cdot 10^8$
25	Rien à signaler dans ce calendrier	$2,8 \cdot 10^8$
26	Premiers mammifères	$2,4 \cdot 10^8$
26, 12 h	Formation de la Pangée. Début de l'ère secondaire	$2,2 \cdot 10^8$
27, 12 h	Dislocation de la Pangée	$2 \cdot 10^8$
29	Premiers primates	$1,2 \cdot 10^8$
30, 10 h	Disparition des dinosaures. Début de l'ère tertiaire	$6,5 \cdot 10^7$
31 décembre		
21 h	Australopithèques	$6 \cdot 10^6$
22 h 30 min	Premiers hommes. Début de l'ère quaternaire	$3 \cdot 10^6$
23 h 46 min	Domestication du feu	$4 \cdot 10^5$
23 h 58 min 30 s	Cromagnon	$4,2 \cdot 10^4$
23 h 59 min 20 s	Invention de l'agriculture	$2 \cdot 10^4$
23 h 59 min 50 s	Premières dynasties (Sumer, Égypte, Chine, etc.)	$5 \cdot 10^3$
	Développement de l'astronomie	
23 h 59 min 51 s	Invention de l'alphabet	$4,5 \cdot 10^3$
23 h 59 min 54 s	Métallurgie du fer, empire assyrien, fondation de Carthage	$3 \cdot 10^3$
23 h 59 min 56 s	Empire romain, géométrie d'Euclide, physique d'Archimède, astronomie de Ptolémée	$2 \cdot 10^3$
23 h 59 min 58 s	Civilisation Maya, empire byzantin, invasions mongoles, croisades	10^3
23 h 59 min 59 s	Renaissance en Europe	$5 \cdot 10^2$
0,4 s avant minuit	Guerre 14-18	70
0,06 s avant minuit	Le premier homme sur la Lune	30
Minuit	Bonne lecture	!

FIGURE 1.27. HISTOIRE DE L'UNIVERS (À DROITE) RAMENÉE À UNE ANNÉE (À GAUCHE).

2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
H ₂	N ₂ H ⁺	NH ₃	C ₂ H	CH ₃ OH	CH ₃ CCH	CH ₃ COOH	CH ₃ OCH ₃	CH ₃ OCH ₃	CH ₃ C ₂ N	HC ₉ N	HC ₁₁ N
CO	HCO ⁺	H ₂ CO	CH ₂ NH	CH ₃ SH	CH ₃ CHO	CH ₃ C ₂ N	CH ₃ CH ₂ OH	CH ₃ C ₂ N			
CH	HCS ⁺	H ₂ CS	NH ₂ CN	CH ₃ CN	CH ₃ NH ₂	HCOOCH ₃	CH ₃ CH ₂ CN				
CN	HCN	HNCO	HCOOH	NH ₂ CHO	CH ₂ CHCN		CH ₃ C ₄ H				
CS	HNC	HNCS	CH ₂ CO	CH ₃ NC	HC ₂ N		HC ₂ N				
C ₂	C ₂ H	C ₃ H	HC ₃ N	CH ₃ CO	CH ₂ (CN) ₂		C ₂ H ₅ OH				
CH ⁺	H ₂ O	C ₃ O	C ₃ H ₂	H ₂ CCH ₂			C ₂ H ₅ CN				
OH	SO ₂	C ₃ N	SiH ₄	C ₃ H							
NO	H ₂ S	HOCO ⁺	CH ₄								
NS	HCO	C ₂ H ₂	CH ₂ CN								
SO	OCS	HCNH ⁺									
SiO	HNO	HSCC									
SiS	HOC ⁺	HSiCC									
HCl	SiC ₂										
PN	H ₃ ⁺										

FIGURE 1.28. LES MOLÉCULES INTERSTELLAIRES. On retrouve les molécules interstellaires connues arrangées en colonne en fonction du nombre d'atomes qui constitue la molécule. On retrouve par exemple l'eau et l'alcool éthylique. Les espèces inorganiques sont celles qui ne contiennent pas de carbone.

Des nuages moléculaires très denses sont composés pour l'essentiel de molécules d'hydrogène et sont détectés, dans le domaine millimétrique, grâce à la molécule CO. Ces nuages moléculaires ont une chimie passionnante, fort différente de celle observée sur Terre. Plus d'une centaine de molécules ont été détectées. Certaines de ces molécules, instables dans les laboratoires terrestres, comme le radical OH, sont abondantes dans le gaz interstellaire. Dans les conditions de densité très faible qui règnent dans ce milieu, ces molécules peuvent survivre longtemps et la chimie des gaz raréfiés peut être étudiée beaucoup plus aisément que sur Terre. Les grains interstellaires peuvent jouer un rôle important de catalyseur. Certains se demandent même si certaines molécules nécessaires à l'apparition de la vie n'ont pas été synthétisées dans l'espace interstellaire. Certains scientifiques pensent que la vie sur Terre est apparue uniquement à la suite des réactions chimiques qui se sont développées à la surface de la Terre, d'autres font intervenir un enrichissement par des molécules synthétisées dans le milieu interstellaire. Cette question est pour l'instant complètement ouverte (fig. 1.28).

Les nuages moléculaires sont considérés comme le berceau de la formation des étoiles. Nous en reparlerons ci-dessous à propos de la formation du système solaire.

5. Le Soleil et ses relations avec la Terre

Toutes les civilisations ont compris que la lumière et la chaleur du Soleil sont la source de la vie sur Terre. Certaines, des Égyptiens aux Mayas, ont même fait du jour un de leurs principaux dieux. Génération après génération, les hommes ont été fascinés par le Soleil. Le spectacle des éclipses de Soleil est probablement l'un des plus beaux que la nature peut nous offrir. La vision du Soleil a une influence indéniable sur l'humeur de chacun. Qui n'a pas rêvé après plusieurs jours de ciel gris de revoir enfin un beau ciel bleu ?

Bien que la Terre n'intercepte qu'un milliardième de l'énergie émise par le Soleil, chaque mètre carré de section normale de notre planète reçoit 1,37 kJ par seconde. Cette énergie paraît constante au cours du temps. En fait, quelques variations sont observées, mais elles sont si faibles que seuls les capteurs modernes installés à bord des satellites artificiels sont capables de les mesurer.

En 1880, Camille Flammarion avouait dans sa fameuse *Astronomie populaire* : « il n'est pourtant pas impossible d'exprimer cette merveilleuse puissance, mais on peut avouer sans honte qu'il est impossible de la comprendre ». Ce n'est qu'au cours du XX^e siècle que la source d'énergie du Soleil a été comprise, en particulier grâce aux travaux d'Einstein, d'Eddington et de Bethe.

Jusqu'à la fin du XIX^e siècle, les hommes imaginaient que la Terre se déplaçait dans un vide parfait traversé par un flot invariable de chaleur et de lumière. Le Soleil est en fait beaucoup moins calme que nous ne l'imaginions. Ce n'est qu'à la fin du XX^e siècle que les astronomes ont compris que la Terre était sans cesse bombardée par un flot de particules énergétiques et que l'atmosphère et la magnétosphère de la Terre sont d'excellents boucliers qui jouent un rôle de parapluie et qui nous protègent des « humeurs » solaires. Non seulement le Soleil nous envoie en permanence des protons et des électrons très énergétiques sans oublier un rayonnement important dans les domaines ultraviolet et X, mais des « orages » éclatent fréquemment à sa surface et nous envoient des « bouffées » de particules et de rayonnement.

Pendant longtemps, les hommes n'ont pas fait le rapprochement entre le disque brillant du Soleil visible en plein jour et les points de lumière visibles la nuit et apparemment immobiles les uns par rapport aux autres. Ce n'est qu'au XVII^e siècle qu'ils ont compris que le Soleil était une étoile. Sa proximité permet de l'étudier en détail et en fait une excellente référence pour connaître la physique des étoiles. Au XVIII^e siècle et au XX^e siècle, deux progrès majeurs nous ont permis de mieux connaître le Soleil. L'utilisation de lunettes astronomiques à partir de 1610 a en effet permis à Galilée d'observer les taches solaires et d'estimer la période de rotation tandis que l'envoi de fusées et de satellites au delà de l'atmosphère terrestre permettait aux astronomes d'observer le Soleil dans tous les domaines de longueur d'onde et de comprendre l'essentiel des relations Soleil-Terre.

On ne peut pas connaître l'histoire de la Terre sans tenir compte de l'influence du Soleil. Leurs relations sont en effet nombreuses et de plusieurs sortes :

- Le mouvement de la Terre dans l'espace est commandé par le Soleil. En accord avec les lois de Kepler et la loi de la gravitation de Newton, la Terre se déplace sur une ellipse très voisine d'un cercle autour du Soleil.
- Le Soleil exerce sur la Terre un effet de marée. Son intensité n'est que deux fois inférieure à celui de la Lune. Lorsque le Soleil, la Terre et la Lune sont approximativement alignés, les marées terrestres ont une amplitude maximum. Au moment de la demi-Lune, lorsque le Soleil et la Lune sont dans des directions perpendiculaires, les marées terrestres sont les plus faibles.
- La quantité d'énergie reçue sur Terre est le paramètre le plus important pour comprendre le climat et son évolution. La question de savoir si de petites variations susceptibles de modifier le climat ont existé ou existeront est l'objet d'un vaste débat.
- Le flux de particules et de rayonnement qui heurte le bouclier magnétique terrestre est en interaction permanente avec notre environnement immédiat.
- La vision du Soleil n'a cessé d'inspirer les poètes, les philosophes et les artistes depuis les temps les plus anciens, mais ce dernier point dépasse l'objet de cet ouvrage.

Les principales caractéristiques du Soleil sont rassemblées dans le tableau 1.5.

Rayon $R_{\odot}$	$6,9598 \times 10^8$ m (109 R terrestres)
Masse $M_{\odot}$	$1,989 \times 10^{30}$ kg (3×10^5 M terrestres)
Luminosité $L_{\odot}$	$3,854 \times 10^{26}$ J s ⁻¹
Âge	$4,55 \times 10^9$ ans
Volume	$1,412 \times 10^{27}$ m ³ ($1,3 \times 10^6$ vol. terrestres)
Masse volumique moyenne	$1,409 \times 10^3$ kg m ⁻³
Abondance de l'hélium	$0,28 \pm 0,01$ (en masse)
Température au centre	$1,557 \times 10^7$ K
Masse volumique au centre	$1,513 \times 10^5$ kg m ⁻³
Pression au centre	$2,334 \times 10^{16}$ Pa ($2,334 \cdot 10^{11}$ bars)
Profondeur de la zone de convection	$0,287 R_{\odot}$ (rayon $0,713 \pm 0,003 R_{\odot}$)
Masse de la zone de convection	$0,022 \pm 0,002 M_{\odot}$
Température à la base de la zone de convection	$2,12 \text{ à } 2,33 \times 10^6$ K
Température de la photosphère	5780 K
Pression de la photosphère	10 Pa (10^{-4} bars)
Température de la couronne	$2 \text{ à } 3 \times 10^6$ K
Distance moyenne à la Terre (U.A.)	$1,4959787 \times 10^{11}$ m
Diamètre angulaire (à la distance moyenne)	32 min. d'arc (1920 secondes d'arc)
Échelle angulaire	1 seconde d'arc = $7,253 \times 10^5$ m

TABLEAU 1.5. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DU SOLEIL. Masse, rayon, âge, masse volumique, luminosité, températures...

5.1 L'INTÉRIEUR DU SOLEIL OU POURQUOI LE SOLEIL BRILLE-T-IL ?

En 1844, Auguste Comte, le père du positivisme, prétendait qu'on ne connaîtrait jamais l'intérieur du Soleil et des étoiles sous prétexte qu'il était impossible de pénétrer à l'intérieur. En fait, en 1926, Eddington était capable, à partir de considérations simples, de calculer la température centrale du Soleil.

Comme nous le verrons ci-dessous, les neutrinos émis au centre du Soleil nous parviennent directement sur Terre et nous fournissent donc une information précieuse sur le cœur du Soleil. Hormis l'observation de ces neutrinos qui n'est pas chose aisée, il n'est pas possible de faire des mesures directes de l'intérieur solaire. On a donc recours à la théorie. Le paramètre physique essentiel qui conditionne l'évolution du Soleil est sa masse. Elle est mesurée avec précision en observant le mouvement des planètes et en appliquant les lois de Kepler. Le Soleil a une masse de $2 \cdot 10^{30}$ kg, il est donc 300 000 fois plus massif que la Terre. Étant 100 fois plus gros, sa masse volumique est de $1,4 \text{ g/cm}^3$.

Les modèles de l'intérieur solaire sont extrêmement complexes, mais les idées de base sont simples. En partant de la constatation simple que le Soleil n'est ni en contraction ni en expansion rapide, mais qu'il est en équilibre hydrostatique, on écrit qu'en chaque point le bilan des forces (gravitation et pression) est nul (Encadré *Équilibre hydrostatique du Soleil*). On en déduit immédiatement une estimation de la température interne de l'ordre de 15 millions de degré et de la pression centrale supérieure à 200 milliards de fois la pression atmosphérique terrestre au niveau de la mer. Sous de telles conditions, les noyaux ont perdu depuis longtemps leurs électrons et la matière à l'intérieur du Soleil est sous une forme que les physiciens appellent un plasma. Malgré les fortes pressions, les noyaux et les électrons sont loin de remplir tout l'espace et on peut considérer avec une excellente approximation que le plasma solaire se comporte comme un gaz parfait.

ÉQUILIBRE HYDROSTATIQUE DU SOLEIL

Considérons un élément de volume $d^3V = d^2S \times dr$, de masse $d^3m = \rho(r) d^3V$, situé à une distance r du centre C de l'étoile.

La pression croît vers l'intérieur de telle sorte que la surpression $d^3\vec{f}_p$ dirigée vers l'extérieur équilibre l'attraction gravitationnelle résultante $d^3\vec{f}_g$ qui équivaut, d'après les propriétés de la gravitation, à celle de la sphère de rayon r et de masse $M(r)$ concentrée en C .

On a

$$d^3\vec{f}_p + d^3\vec{f}_g = \vec{0}$$

avec

$$\begin{aligned} d^3\vec{f}_p &= P(r+dr) d^2\vec{S} - P(r) d^2\vec{S} \\ d^3\vec{f}_g &= -G \frac{M(r)}{r^2} d^3m \vec{e}_r \end{aligned}$$

Ce qui donne finalement

$$\frac{dP}{dr} = - \frac{GM(r)\rho(r)}{r^2}$$

qui est l'équation d'équilibre hydrostatique de l'étoile.

Application 1. Calcul de la pression P_C au centre du Soleil

Pour avoir un ordre de grandeur de P_C , on fait un traitement « avec les mains » qui est de fait souvent la règle en astrophysique

$$r \approx R_\odot, \quad \frac{dP}{dr} \approx \frac{P_C}{R_\odot}, \quad M(r) = M_\odot,$$

$$\rho(r) \approx \rho_\odot = \frac{M_\odot}{\frac{4}{3}\pi R_\odot^3}$$

d'où on tire

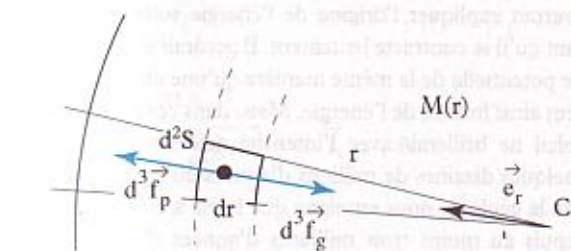


FIGURE 1.29.

$$P_C = \frac{GM_\odot \rho_\odot}{R_\odot}$$

Sachant que $R_\odot = 7 \cdot 10^8$ m, $M_\odot = 2 \cdot 10^{30}$ kg, $\rho_\odot = 1,4 \text{ g.cm}^{-3}$ on trouve $P_C \approx 2,7 \cdot 10^{14}$ Pa soit $P_C \approx 2,7 \cdot 10^9$ atm ce qui est considérable, et cependant inférieur de 100 fois à ce que donnerait un calcul fin (p. 34).

Application 2. Calcul de la température T_C au centre du Soleil.

Avec la pression précédente on conçoit aisément que T_C doit être très élevée, d'où l'hypothèse plus haut que le plasma solaire se comporte comme un gaz parfait

$$P = \frac{nRT}{V} = \frac{nkN_A T}{V}$$

où N_A est le nombre d'Avogadro soit encore $P = \frac{kNT}{V}$ où N est le nombre total de particules.

Si l'on suppose que le Soleil est essentiellement constitué d'hydrogène et que l'hydrogène ionisé donne un proton et un électron. On a

$$N \approx 2 \frac{M_\odot}{m_H}$$

Ces valeurs très élevées de la pression et de la température au sein du Soleil ont au moins deux conséquences : l'intérieur du Soleil est très opaque et les noyaux fusionnent au centre du Soleil.

La théorie du corps noir développée à la fin du XIX^e siècle nous enseigne que l'émission thermique associée à une température de 15 millions de degrés est essentiellement constituée de rayonnement X (cf. p. 12). Le rayonnement X qui est de très courte longueur d'onde interagit fortement avec la matière dense du centre du Soleil au point où un photon ne parcourt en moyenne qu'un demi-centimètre avant d'entrer en collision avec une particule. L'intérieur du Soleil est très opaque, c'est pourquoi nous ne voyons que la couche superficielle du Soleil. À la suite d'une collision, un photon est soit absorbé puis ré-émis, soit défléchi dans une direction différente. L'intérieur du Soleil est donc un enfer où photons et particules passent leur temps à se choquer. En raison de toutes ces interactions, un photon émis au centre du Soleil ne parviendra dans les zones périphériques qu'au bout d'environ un million d'années. Nous voyons chaque jour la lumière du « feu nucléaire » qui a brûlé il y a un million d'années !

La température centrale du Soleil est si élevée que les particules sont animées d'une grande vitesse cinétique et que quatre noyaux d'hydrogène peuvent vaincre les forces

où m_H est la masse de l'atome d'hydrogène (soit la masse du proton = $1,7 \cdot 10^{-27}$ kg) soit

$$P_C \approx 2k \frac{M_\odot}{m_H V} T_C$$

soit

$$T_C = \frac{P_C \times m_H}{2k\rho_\odot} = 10^7 \text{ K}$$

À cette température, l'hydrogène, et les autres éléments, sont ionisés : en effet, le potentiel d'ionisation de l'hydrogène est $E_i = 13 \text{ eV}$. D'après l'équivalence $1 \text{ eV} \rightarrow 10^4 \text{ K}$, E_i correspond à $T = 10^5 \text{ K}$ qui est nettement inférieure à T_C .

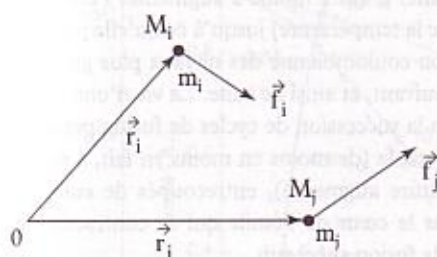
Ce type de calcul constitue une méthode très classique en astronomie d'estimation des paramètres qui décrivent l'état physique des astres : on fabrique un modèle fondé sur un certain nombre d'hypothèses relatives à la valeur de certains paramètres. On en tire une équation qu'on résout qualitativement. L'ordre de grandeur du résultat doit être compatible avec les hypothèses de départ. Il ne s'agit pas d'une preuve définitive que le modèle est valide mais qu'il est au moins cohérent.

de répulsion nucléaires et fusionner pour donner un noyau d'hélium. Ce processus fournit de l'énergie et permet d'expliquer pourquoi le Soleil et les étoiles brillent si longtemps. Au centre des étoiles, les réactions thermonucléaires fournissent la source d'énergie permettant d'expliquer leur évolution et jouent un rôle essentiel dans la fabrication des atomes, ce que les astronomes appellent la nucléosynthèse des éléments.

5.1.1 LE THÉORÈME DU VIRIEL

Avant de comprendre d'où venait l'énergie du Soleil, les astronomes avaient exploré plusieurs pistes. En particulier, au XIX^e siècle, Kelvin et Helmholtz avaient sérieusement discuté de l'efficacité de l'énergie gravitationnelle. On pourrait expliquer l'origine de l'énergie solaire en imaginant qu'il se contracte lentement. Il perdrait alors de l'énergie potentielle de la même manière qu'une chute d'eau qui peut ainsi fournir de l'énergie. Mais, dans ces conditions, le Soleil ne brillerait avec l'intensité actuelle que pendant quelques dizaines de millions d'années au maximum alors que la géologie nous enseigne que la vie a existé sur Terre depuis au moins trois milliards d'années et donc que le Soleil a brillé avec une intensité voisine de la valeur actuelle pendant un temps au moins aussi long.

THÉORÈME DU VIRIEL ET APPLICATIONS



On considère un ensemble (autogravitant) de N points matériels M_i , de masse m_i , repérés par $\vec{r}_i = \overrightarrow{OM_i}$, soumis chacun à une force résultante d'origine gravitationnelle $\vec{f}_i$.

Si $U(\dots, \vec{r}_i, \dots, \vec{r}_j, \dots)$ est l'énergie gravitationnelle du système de points matériels, la force gravitationnelle exercée sur la masse M_i est

$$\vec{f}_i = - \overrightarrow{\text{grad}}_{\vec{r}_i} U$$

(voir fiche p. 76).

Pour calculer U , il faut éviter de compter les paires deux fois d'où

$$U = -\frac{G}{2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1, j \neq i}^N \frac{m_i m_j}{|\vec{r}_i - \vec{r}_j|}$$

On voit que pour tout réel λ (> 0)

$$U(\dots, \lambda \vec{r}_i, \dots, \lambda \vec{r}_j, \dots) = \frac{1}{\lambda} U(\dots, \vec{r}_i, \dots, \vec{r}_j, \dots)$$

Ce qui est la définition d'une fonction homogène de degré -1. En effet une fonction homogène de degré α est telle que par définition $f(\lambda x, \lambda y, \dots) = \lambda^\alpha f(x, y, \dots)$. Si on dérive cette égalité par rapport à λ , et que l'on fait $\lambda = 1$, on obtient $\vec{f}_x' \cdot \vec{x} + \vec{f}_y' \cdot \vec{y} = \alpha f$, identité d'Euler soit encore

$$\begin{aligned} \overrightarrow{\text{grad}}_{\vec{r}_i} f \cdot \vec{r}_i &= \alpha f && \text{pour } f(\vec{r}_i) \\ \sum_i \overrightarrow{\text{grad}}_{\vec{r}_i} f \cdot \vec{r}_i &= \alpha f && \text{pour } f(\dots, \vec{r}_i, \dots, \vec{r}_j, \dots) \end{aligned}$$

Donc pour U , on a

$$\sum_i \overrightarrow{\text{grad}}_{\vec{r}_i} U \cdot \vec{r}_i = -U$$

soit finalement

$$\sum_i \vec{f}_i \cdot \vec{r}_i = U$$

On obtient alors le théorème du viriel en considérant l'expression

$$J_0 = \sum_i m_i \vec{r}_i^2$$

qui est le moment d'inertie du système de masses par rapport au point O . J est d'autant plus grand que le système a une extension spatiale importante. D'où

$$\begin{aligned} \frac{dJ}{dt} &= 2 \sum_i m_i \vec{r}_i \cdot \vec{v}_i \\ \frac{d^2 J}{dt^2} &= 2 \sum_i m_i \vec{v}_i^2 + 2 \sum_i m_i \vec{r}_i \cdot \vec{a}_i \end{aligned}$$

Soit, comme $\frac{1}{2} \sum_i m_i \vec{v}_i^2 = \mathfrak{I}$, énergie cinétique totale et

$$\vec{f}_i = m_i \vec{a}_i, \quad \frac{1}{2} \frac{d^2 J}{dt^2} = 2\mathfrak{I} + U$$

Si on considère un système statique, au sens où son extension spatiale reste constante en moyenne dans le temps, comme une étoile en équilibre par exemple, $\langle J \rangle_t = \text{cste}$, ($\langle \rangle_t$ indique la moyenne dans le temps), et

$$2 \langle \mathfrak{I} \rangle_t + \langle U \rangle_t = 0$$

qui constitue le théorème du viriel (vrai dans le cas général de $\frac{dJ}{dt}$ borné dans le temps).

Application 1. $U < 0 \Rightarrow \mathfrak{I} > 0$.

L'Univers est composé de corps en mouvement dès lors qu'il est dominé par des forces en $1/r^2$: les étoiles se meuvent au sein des galaxies, les atomes au sein des étoiles et les électrons au sein des atomes (les phénomènes de quantification n'altèrent pas la validité du théorème).

Application 2. Pour un système isolé $\mathfrak{I} + U = E$ (cste)

D'où $\langle \mathfrak{I} \rangle_t + \langle U \rangle_t = E$, d'où $\langle \mathfrak{I} \rangle_t = -E$, $\langle U \rangle_t = 2E$, $\mathfrak{I} > 0 \Rightarrow E > 0$. Un système autogravitant se mouvant dans une région finie de l'espace a une énergie totale négative. De même un système d'énergie négative garde la majeure partie de ses particules dans un volume fini.

Application 2. Équilibre énergétique d'une étoile.

Une étoile évacue de l'énergie sous forme de rayonnement et ce sont les réactions thermonucléaires qui alimentent cette luminosité stellaire. Il arrive au bout d'un certain temps que le combustible nucléaire vienne à manquer. L'étoile n'a plus comme ressource que de prendre sur son énergie gravitationnelle.

Pour des raisons d'homogénéité évidente, une étoile de masse M et de rayon R a une énergie gravitationnelle en $-\frac{GM^2}{R}$. Un calcul exact donne pour une étoile homogène une énergie

$$U = -\frac{3}{5} \frac{GM^2}{R}$$

Pendant un temps Δt , l'étoile voit diminuer son énergie totale d'une valeur ΔE ($\Delta E/\Delta t$ est la luminosité) et

$$\frac{\Delta \langle U \rangle}{\Delta t} = \Delta E < 0$$

$$\frac{\Delta \langle U \rangle}{\Delta t} = -\Delta \mathcal{E} \quad , \quad \Delta \mathcal{E} > 0$$

En appliquant le théorème du viriel au Soleil (encadré précédent), on constate que tout changement d'énergie potentielle ΔU conduit à un changement d'énergie cinétique $\Delta \mathcal{E}$ tel que : $\Delta \mathcal{E} = -1/2 \Delta U$. Pendant une contraction, l'énergie potentielle diminue et ΔU est négatif. $\Delta \mathcal{E}$ est donc positif, l'énergie cinétique (d'agitation thermique) augmente et le milieu est chauffé. Le théorème du viriel implique que seule la moitié de l'énergie potentielle peut être transformée en énergie interne, l'autre moitié est rayonnée.

Le théorème du viriel permet d'expliquer pourquoi le comportement du Soleil ou d'une étoile dans l'espace est bien différent de celui d'un corps chaud sur Terre. Prenons par exemple un morceau de braise chaude sur Terre, il émet un rayonnement en se refroidissant lentement et atteint au bout d'un certain temps la même température que le milieu ambiant. Le Soleil, sans autre source d'énergie que la chaleur interne et l'auto-gravitation, émettrait lui aussi un rayonnement, mais au lieu de se refroidir, il se contracterait et sa température augmenterait. Un tel corps ne serait donc pas en équilibre thermodynamique avec le milieu extérieur. Le Soleil et les étoiles que nous voyons dans le ciel ne sont pas en équilibre thermodynamique avec le milieu extérieur, elles réchauffent leur environnement en raison des réactions thermonucléaires et non pas de la contraction gravitationnelle.

5.1.2 L'INTÉRIEUR DU SOLEIL

En considérant que la sphère solaire est en équilibre hydrostatique et en écrivant les équations de taux de production de l'énergie, de transport de l'énergie, de conservation de la masse sans oublier l'équation d'état du plasma solaire, on obtient un système d'équations qui permet en principe de suivre complètement l'évolution du Soleil. En raison des réactions thermonucléaires, la composition chimique en un endroit donné varie en fonction du

U diminue, donc R diminue. L'étoile se contracte et la baisse de l'énergie gravitationnelle dégage une énergie qui est utilisée de deux façons : une moitié sert à alimenter la luminosité. L'autre moitié à augmenter l'énergie cinétique (et donc la température) jusqu'à ce qu'elle puisse vaincre la répulsion coulombienne des noyaux plus gros du cycle de fusion suivant, et ainsi de suite. La vie d'une étoile consiste donc en la succession de cycles de fusion pendant lesquels elle est stable (de moins en moins en fait, à mesure que la température augmente), entrecoupés de contractions (en fait c'est le cœur de l'étoile qui se contracte) entre deux cycles de fusion successifs.

temps, ce qui fait varier la pression $P(r)$ en tout endroit et donc toutes les autres quantités. En faisant varier le temps, on peut en principe suivre pas à pas l'évolution d'une étoile. En calculant la valeur de quantités directement observables comme la luminosité L ou la température de surface, on peut comparer aux observations. La compréhension de l'évolution des étoiles est fondée sur un aller et retour permanent entre les modèles et les observations. Il y a en fait deux limitations à cela : (i) la précision des calculs et (ii) la validité des hypothèses.

(i) En fait, il n'est pas possible de suivre l'évolution d'une étoile de sa naissance à sa mort. Dans la résolution numérique des équations, les erreurs d'arrondi s'accumulent au point où le résultat n'a pas grand sens au bout d'un temps suffisamment long. Par contre, on peut suivre avec précision quelques étapes de la vie d'une étoile.

(ii) Les équations citées ci-dessus ne sont utilisables que si certaines hypothèses sont vérifiées, par exemple que l'étoile est à symétrie sphérique, qu'elle est en équilibre, que sa masse est constante, qu'elle est isolée... En fait dans la nature, la rotation rapide de certaines étoiles, la perte de masse par vents stellaires puissants, l'accrétion de matière grâce à la présence d'un compagnon proche, des pulsations violentes ou même des explosions ou implosions modifient profondément l'évolution des étoiles. Nous en reparlerons brièvement par la suite. Mais le moyen de comprendre l'essentiel de la physique stellaire est d'étudier le modèle le plus simple décrit par les équations évoquées. Ce modèle standard est loin d'être banal et il nous permet de comprendre les étapes fondamentales de l'évolution des étoiles. Les autres phénomènes sont étudiés par comparaison avec les modèles standard. La confrontation permanente avec les observations nous permet de comprendre pas à pas la structure interne des étoiles.

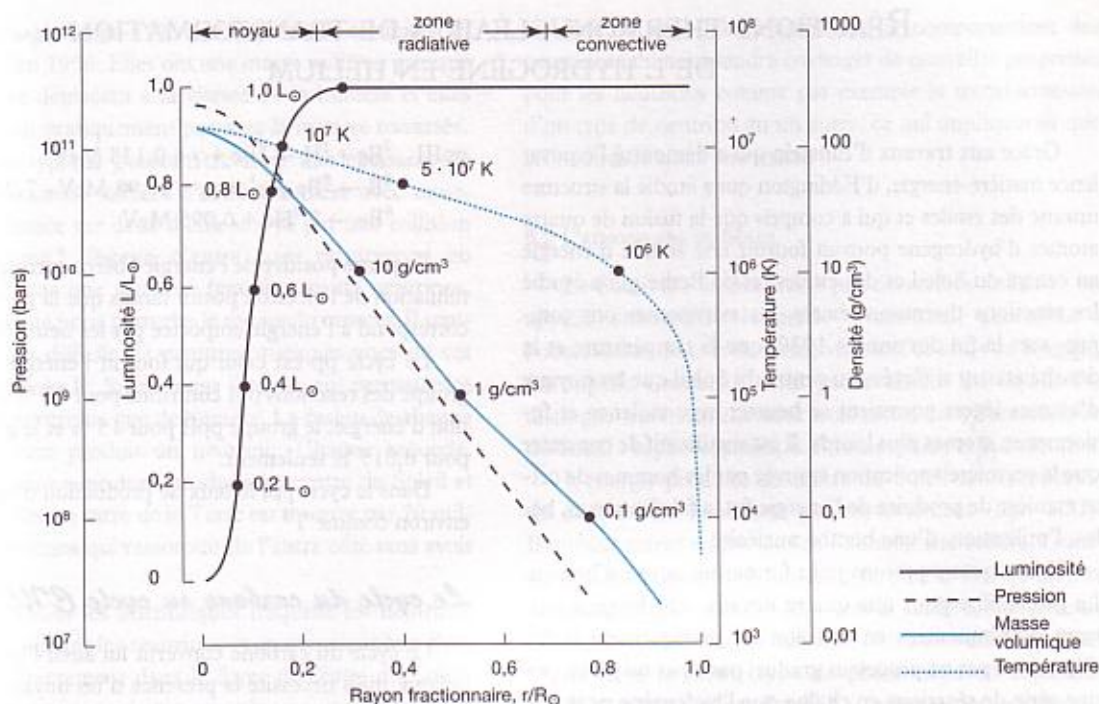


FIGURE 1.30. L'INTÉRIEUR DU SOLEIL. Coupe de l'intérieur du Soleil : pression, masse volumique, luminosité et température en fonction du rayon.

En résolvant les équations de la structure interne, on reconstitue les conditions physiques qui règnent à l'intérieur du Soleil. Elles sont résumées sur la figure 1.30.

5.1.3 LES RÉACTIONS THERMONUCLÉAIRES AU CENTRE DU SOLEIL

À l'équilibre, rayon et température centrale du Soleil sont tels que le taux de production d'énergie nucléaire contre-balance exactement la perte d'énergie due aux photons qui vont du centre vers la surface. Grâce aux équations de la structure interne du Soleil, on a pu trouver les valeurs des paramètres physiques au centre du Soleil et comprendre quelles étaient les réactions thermonucléaires en jeu (encadré p. 40).

Deux cycles de réactions sont particulièrement importantes pour transformer de l'hydrogène en hélium : le cycle proton-proton (ou cycle p-p) qui a lieu au centre du Soleil et le cycle CNO qui est dominant au centre des étoiles de plus de 1,2 fois la masse du Soleil.

Compte tenu de la quantité d'hydrogène présente dans le cœur du Soleil, celui-ci peut continuer à briller de la même manière pendant environ 5 milliards d'années supplémentaires. Quand tout cet hydrogène aura brûlé, la chaleur continuera de s'évacuer vers l'extérieur, mais, comme il n'y aura alors plus de carburant nucléaire au centre, le cœur se contractera. Cette contraction chauffera le cœur composé alors d'hélium et les réactions thermo-

nucléaires utilisant l'hélium comme carburant pourront démarrer. Quand tout l'hélium central aura été transformé en carbone et en oxygène, le noyau se contractera à nouveau. Au cours de ces différentes phases, le Soleil deviendra progressivement une étoile géante rouge dont le rayon sera égal à plus de 300 fois son rayon actuel. La Terre sera absorbée par ce Soleil géant dont les couches superficielles auront une température de l'ordre de 3000 K.

Des oscillations peuvent affecter ce Soleil géant qui subit alors d'importantes pertes de masse. Son atmosphère s'évade et il ne reste plus qu'un corps central qui s'effondre sur lui-même pour donner naissance à une étoile naine blanche qui se refroidira lentement.

Les étoiles beaucoup plus massives que le Soleil évoluent beaucoup plus vite et elles conservent une masse suffisante pour que leur cœur central ne finisse pas sa vie sous forme d'une naine. Toutes les réactions thermonucléaires jusqu'à celles donnant naissance au fer ont lieu dans une succession de couches concentriques. Tel un oignon constitué de couches concentriques (fig. 1.22 p. 28), l'étoile brûle ses différents éléments et des atomes de plus en plus lourds sont produits jusqu'au moment où du fer est fabriqué. Au-delà du fer, on ne peut plus extraire de l'énergie par les réactions thermonucléaires. Alors le noyau de contracte, sa température croît de manière catastrophique et l'étoile explose sous forme d'une supernova.

RÉACTIONS THERMONUCLÉAIRES DE TRANSFORMATION DE L'HYDROGÈNE EN HÉLIUM

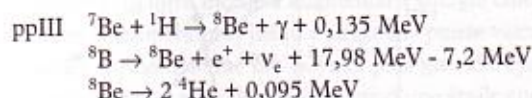
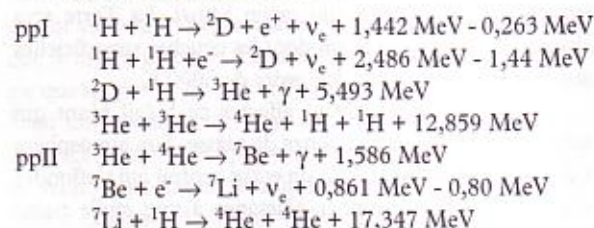
Grâce aux travaux d'Einstein qui a démontré l'équivalence matière-énergie, d'Eddington qui a étudié la structure interne des étoiles et qui a compris que la fusion de quatre atomes d'hydrogène pouvait fournir une source d'énergie au centre du Soleil et des étoiles, et de Bethe qui a étudié les réactions thermonucléaires, les astronomes ont compris, vers la fin des années 1930, que la température et la densité étaient si élevées au centre du Soleil que les noyaux d'atomes légers pouvaient se heurter avec violence et fusionner en atomes plus lourds. Il est significatif de constater que la première application trouvée par les hommes de cette manière de produire de l'énergie fut la fabrication et, hélas, l'utilisation, d'une bombe nucléaire.

Il faut quatre protons pour former un noyau d'hélium. La probabilité pour que quatre noyaux d'hydrogène rentrent simultanément en collision est pratiquement nulle. C'est donc par un processus graduel pas à pas ou plutôt par une série de réactions en chaîne que l'hydrogène peut être transformé en hélium.

Deux cycles de réactions sont particulièrement importantes pour transformer l'hydrogène en hélium : le cycle proton-proton (ou cycle p-p) et le cycle CNO :

Le cycle proton-proton

La suite de réactions est la suivante :



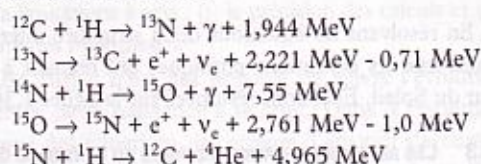
La partie positive de l'énergie libérée correspond à l'annihilation de l'électron positif tandis que la partie négative correspond à l'énergie emportée par les neutrinos.

Le cycle pp est celui qui fournit l'énergie solaire. Le groupe des réactions ppI contribue pour 85 % à la production d'énergie, le groupe ppII pour 15 % et le groupe ppIII pour 0,015 % seulement.

Dans le cycle pp, le taux de production d'énergie varie environ comme T^4 .

Le cycle du carbone ou cycle CNO

Le cycle du carbone convertit lui aussi l'hydrogène en hélium, mais nécessite la présence d'un noyau de carbone comme catalyseur et il nécessite de plus hautes températures car les barrières de Coulomb du carbone et de l'azote sont plus hautes à franchir.



Le taux de production d'énergie varie environ comme T^{15} . Le cycle du carbone est le cycle dominant des étoiles dont la température interne est élevée, c'est-à-dire les étoiles les plus massives. En fait, la séparation a lieu vers 1,2 masses solaires. En deçà, le cycle pp domine. Au delà, le cycle CNO domine.

5.1.4 LA COMPOSITION CHIMIQUE DU SOLEIL

La température est si élevée que tous les atomes contenus dans le Soleil sont sous forme de plasma. Aucun liquide ou solide ne pourrait exister dans le Soleil. Plus de 60 % des éléments connus sur Terre ont été identifiés dans le spectre de l'atmosphère solaire, les autres ne produisant pas de raies facilement observables. Le Soleil contient les mêmes éléments que la Terre, mais dans des proportions bien différentes. Environ 73 % de la masse du Soleil sont constitués d'hydrogène et 25 % d'hélium. Tous les autres

éléments ne contribuent que pour 2 % à la masse du Soleil. Ces abondances sont proches de celles de la figure 1.24 (p. 30).

5.1.5 LES NEUTRINOS SOLAIRES

Il pourrait sembler *a priori* impossible de vérifier directement si le cycle proton-proton l'emporte sur le cycle du carbone au centre du Soleil. En fait, il existe un moyen d'observer directement le cœur du Soleil. En effet, les réactions thermonucléaires produisent des neutrinos. Ces

particules imaginées en 1931 par Pauli n'ont été mises en évidence qu'en 1956. Elles ont une masse nulle ou presque nulle, elles se déplacent à la vitesse de la lumière et elles n'interagissent pratiquement pas avec la matière traversée. Un neutrino typique pourrait traverser une épaisseur de plomb de plusieurs milliers d'années-lumière avec seulement une chance sur deux d'être stoppé par une collision avec un atome ! Chacun d'entre nous est traversé en permanence par une quantité faramineuse de neutrinos, sans que cela ne nous perturbe le moins du monde. Il semble donc bien difficile de capturer quelques-unes de ces particules. Mais le Soleil nous baigne en permanence d'autant de neutrinos que de lumière. La fusion de chaque noyau d'hélium produit un neutrino. Chaque seconde, 2.10^{38} neutrinos sont donc produits au centre du Soleil et chaque centimètre carré de la Terre est traversé par 70 milliards de neutrinos qui ressortent de l'autre côté sans avoir interagi.

Depuis 1964, les scientifiques traquent les neutrinos solaires. En captant les neutrinos et en mesurant leur flux, on plonge directement dans le foyer nucléaire du Soleil. Les flux de neutrinos solaires mesurés au cours de ces vingt dernières années ont toujours été inférieurs aux flux calculés théoriquement. Soit le Soleil rayonne différemment de ce que prévoient les modèles théoriques, soit certains neutrinos solaires échappent à nos tentatives de détection,

soit encore nous comprenons mal le comportement des neutrinos et il nous faudra envisager de nouvelles propriétés pour les neutrinos comme par exemple la transformation d'un type de neutrino en un autre, ce qui impliquerait que les neutrinos aient une masse !

5.2 L'ATMOSPHÈRE DU SOLEIL

Le Soleil n'a évidemment pas de surface solide et on appelle atmosphère la partie directement accessible à l'observation dans le domaine visible. Par abus de langage, on appelle « surface » cette partie visible du Soleil. On distingue traditionnellement trois zones dans l'atmosphère du Soleil : la photosphère, la chromosphère et la couronne.

L'énergie produite au centre du Soleil est transportée du centre vers la surface par rayonnement (fig. 1.31). Immédiatement en dessous de l'atmosphère solaire, l'énergie est transportée par la convection, c'est-à-dire qu'un flux constant de gaz chaud monte vers la surface, transfère de l'énergie en montant, se refroidit et repart vers l'intérieur. On observe le même type de phénomène en regardant bouillir une casserole d'eau. Le sommet des cellules de convection qui viennent mourir à la base de l'atmosphère solaire est directement observé sous forme de granules qui ont entre 700 et 1000 km de diamètre. Chacun apparaît comme une zone claire entourée par des régions plus

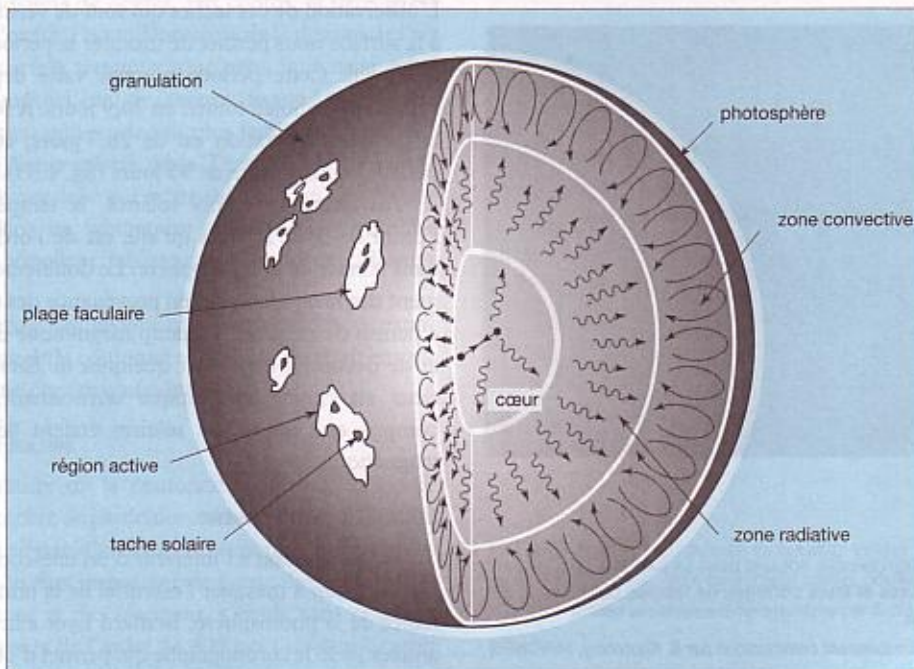


FIGURE 1.31. COUPE DU SOLEIL.

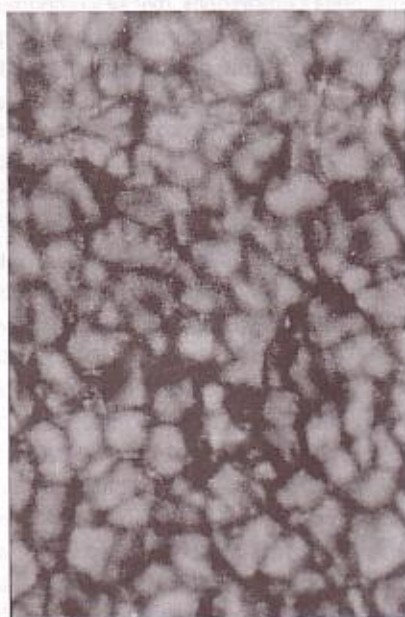
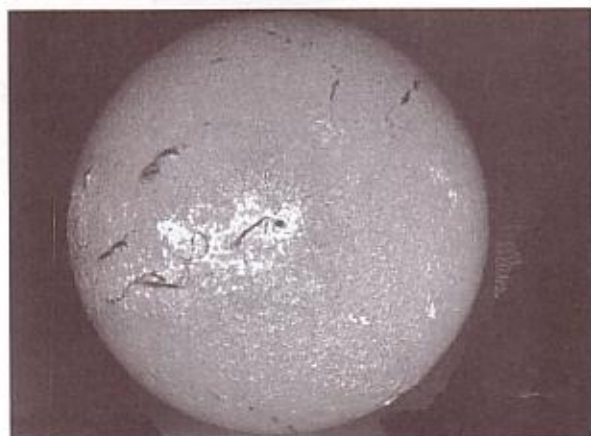


FIGURE 1.32. GRANULATION SOLAIRE.

(Cliché aimablement communiqué par S. Koutchmy, IAP/CNRS)

FIGURE 1.33. PHOTOSPHÈRE SOLAIRE DANS LA RAIE $H\alpha$ DE L'HYDROGÈNE. Taches solaires et leurs cortèges de facules blanches et de filaments sombres.

(Cliché aimablement communiqué par S. Koutchmy, IAP/CNRS)

sombres, donc plus froides, et persiste pendant 5 à 10 minutes (fig. 1.32). L'existence de la granulation est une des preuves que l'intérieur du Soleil fournit de l'énergie aux couches superficielles. Il existe même, se superposant à la granulation, des cellules de « supergranulation » d'une dimension de 30 000 km environ.

5.2.1 LA PHOTOSPHÈRE ET LES TACHES SOLAIRES

Les photons émis à l'intérieur du Soleil interagissent avec le milieu traversé : ils sont absorbés, diffusés, ré-émis... Seuls ceux émis à la périphérie du Soleil nous parviennent directement. La zone d'où sont émis ces photons qui nous arrivent directement sans interaction est appelée la photosphère (la sphère qu'on peut photographier directement en lumière visible). Elle est transparente à notre regard. Cette zone est très mince, elle n'a que 500 kilomètres d'épaisseur. Immédiatement au-dessous, le Soleil est opaque.

En un endroit typique de l'atmosphère solaire, la pression est de l'ordre de 10 % de celle de l'air sur Terre au niveau de la mer et la densité n'est que d'un dix millième de celle de l'air, par contre la température est beaucoup plus élevée !

En observant à différentes longueurs d'onde, on voit plus ou moins profondément dans la photosphère. La surface du Soleil apparaît granuleuse et elle est parsemée de taches noires qui peuvent persister quelques heures ou quelques mois. Les plus petites ont la taille de la Terre et les plus importantes sont plus de cent fois plus grosses. L'observation de ces taches qui sont de véritables marques à la surface nous permet de mesurer la période de rotation du Soleil. Cette période n'a pas varié depuis 1610. À l'équateur, le Soleil tourne en 26,9 jours. À 30° de latitude, la période de rotation est de 28,3 jours, et aux pôles la période est de l'ordre de 35 jours (fig. 1.33).

Au cœur des taches solaires, la température est de l'ordre de 3500 K alors qu'elle est de l'ordre de 5700 K dans le reste de la photosphère. Le doublement et le triplement des raies spectrales en provenance des taches solaires a permis de mesurer le champ magnétique dans les taches et de découvrir qu'il était quelques milliers de fois supérieur au champ magnétique environnant. On a ainsi compris que les taches solaires étaient liées au champ magnétique.

5.2.2 LA CHROMOSPHÈRE

En interposant à l'intérieur d'un télescope un petit disque de façon à masquer l'essentiel de la lumière en provenance de la photosphère, Bernard Lyot a inventé dans les années 1930 le coronographe qui permet d'observer la couche immédiatement au-dessus de la photosphère. Cette

couche est appelée la chromosphère. On peut observer à l'aide du coronographe des protubérances, des spicules et des jets de matière (fig. 1.34) qui s'élèvent à plus de 10 000 kilomètres au-dessus de la photosphère et se déplacent à plus de 30 km/s. La chromosphère elle-même a une épaisseur de l'ordre de 3 000 km.

On observe un phénomène intéressant au sommet de la photosphère. La température décroît au fur et à mesure qu'on s'élève dans le Soleil comme on peut s'y attendre quand on est de plus en plus loin de la source de chaleur. Mais elle se met à croître au sommet de la photosphère et dans la chromosphère pour atteindre 15 000 K. Les astronomes discutent de la source d'énergie. L'énergie mécanique transportée par la zone convective ainsi que le champ magnétique jouent probablement un rôle important.

5.2.3 LA COURONNE

Malgré tous les perfectionnements apportés au coronographe, quelques photons en provenance de la photosphère sont diffusés par l'atmosphère terrestre et perturbent un peu l'observation des couches superficielles du Soleil. Le seul moyen d'observer l'environnement immédiat du Soleil est d'interposer un obstacle hors de l'atmosphère terrestre. Ceci est réalisé naturellement lors d'une éclipse de Soleil. Le disque de la Lune masque alors exactement le disque solaire et on voit apparaître une zone diffuse et étendue, appelée la couronne (fig. 1.35).

La couronne est un plasma très chaud. Sa température atteint 2 à 3 millions de degrés. Par contre, sa densité est très faible, de l'ordre d'un milliardième de la densité de l'air sur Terre. Malgré la température élevée, la densité est si faible que la densité d'énergie (énergie disponible par unité de volume) est un million de fois plus faible que la densité d'énergie dans l'atmosphère de la Terre. La densité n'est pas plus grande que celle qui existe au sein d'une excellente cuve à vide dans un laboratoire terrestre. La couronne solaire est un excellent laboratoire d'étude des plasmas « sous vide ».

Le champ magnétique joue un rôle essentiel pour expliquer la structure de la couronne solaire qui apparaît emprisonnée dans une cage magnétique.

5.2.4 LE VENT SOLAIRE

La température de la couronne solaire est si élevée qu'un grand nombre de particules ont une vitesse d'agitation supérieure à la vitesse d'évasion. En raison de cette température élevée, un flux important de particules, essentiellement des protons et des électrons, s'évade sans cesse du Soleil à des vitesses de l'ordre de 400 km/s et vient heurter la Terre et les planètes. C'est le vent solaire.

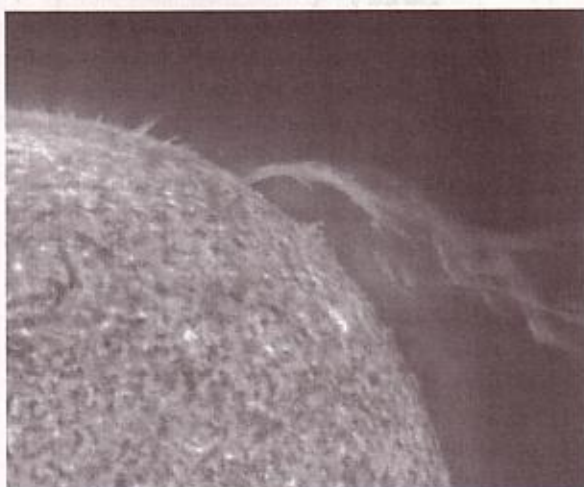


FIGURE 1.34. CHROMOSPHERE ET PROTUBERANCE DANS LA RAIE $H\alpha$ DE L'HYDROGENE. Voir également cahier couleur p. I.

(Cliché © ESA/EIT)

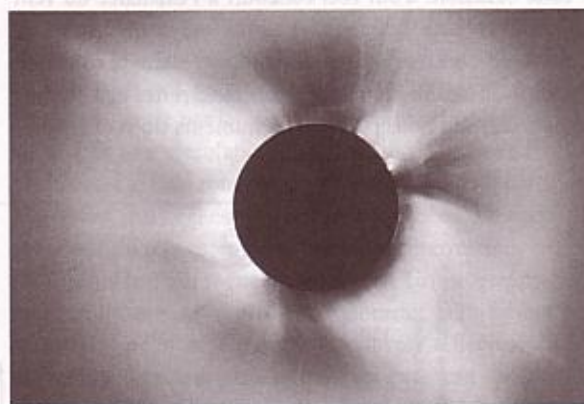


FIGURE 1.35. LA COURONNE EN LUMIERE VISIBLE OBSERVEE AU MOMENT D'UNE ECLIPSE. Voir également cahier couleur p. I.

(Cliché aimablement communiqué par S. Koutchmy, IAP/CNRS)

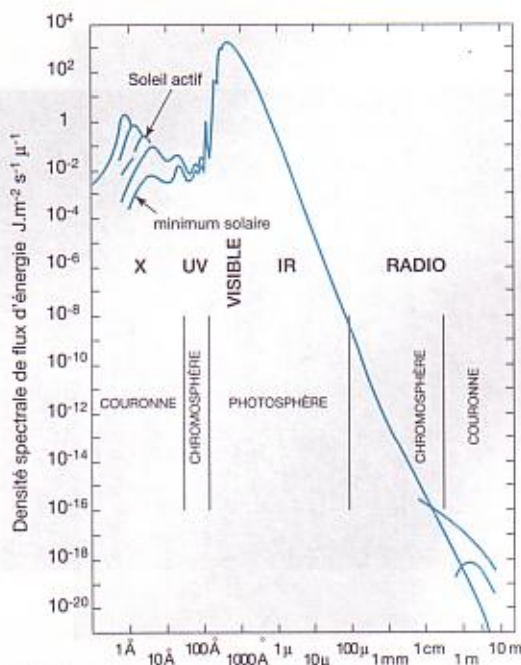


FIGURE 1.36. LE SPECTRE SOLAIRE « LISSÉ » À TOUTES LES LONGUEURS D'ONDE. On remarque l'allure du corps noir dans le visible et l'infrarouge.

De plus, au-dessus des taches, des éruptions ont fréquemment lieu. Des bouffées de particules sont éjectées à cette occasion. Tout ceci concourt à l'existence du vent solaire dont une des manifestations est la direction des queues de comètes qui se développent dans la direction opposée du Soleil. La magnétosphère terrestre agit comme un bouclier qui nous protège des humeurs du vent solaire.

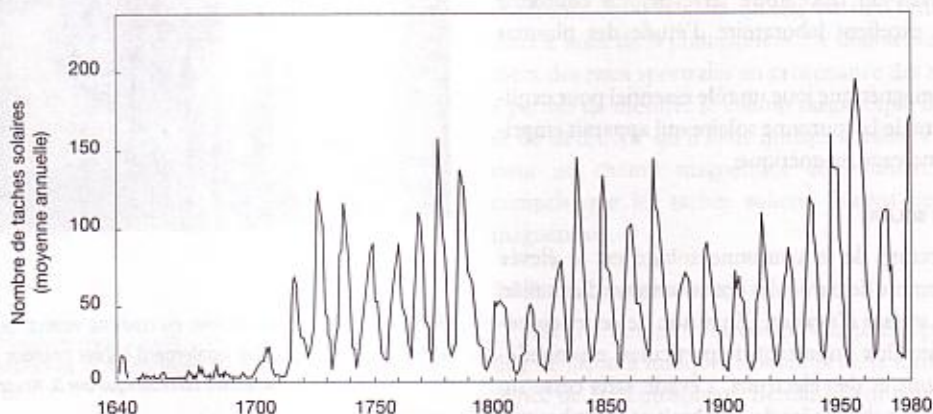


FIGURE 1.37. LE CYCLE SOLAIRE. VARIATIONS DEPUIS 1640. Après la découverte des taches en 1610 les observations restèrent fragmentaires jusqu'en 1640. De 1645 à 1745 a lieu le minimum de Maunder et ce n'est qu'à partir de 1715 qu'on peut estimer les variations de l'activité solaire.

5.3 L'ACTIVITÉ SOLAIRE

Le cycle incessant des levers et des couchers du Soleil nous paraît immuable et nous avons l'impression que le Soleil nous envoie chaque jour la même quantité d'énergie au point où le flux d'énergie reçue chaque jour par unité de surface sur Terre a été appelé « la constante solaire ». Une étude approfondie nous montre que le Soleil est en fait plus actif et plus inconstant qu'on le soupçonnait.

5.3.1 LE CYCLE SOLAIRE

Depuis l'époque de Galilée, les taches observées sur le disque brillant du Soleil ont été étudiées et on s'est aperçu au XIX^e siècle que le nombre de taches variait de manière cyclique avec une période moyenne de l'ordre de 11,1 ans. Au maximum, on peut voir une centaine de taches simultanées et, au minimum, on ne voit que quelques taches et quelquefois aucune. L'intervalle entre deux maxima peut varier entre 8 et 16 ans (fig. 1.37).

Cette activité solaire est étroitement liée au champ magnétique. Celui-ci est en effet plus fort au sein des taches. En présence d'un fort champ magnétique, les raies spectrales sont subdivisées en une série de raies d'autant plus espacées que le champ est plus fort. Cet effet découvert par Zeeman permet de mesurer les variations du champ magnétique solaire au cours d'un cycle. La polarité des taches s'inverse d'un cycle à l'autre. On peut donc considérer qu'un cycle solaire a, du point de vue magnétique, une durée moyenne de 22 ans.

5.3.2 LA CONSTANTE SOLAIRE

La Terre reçoit au sommet de son atmosphère 1 370 watts par mètre carré et, jusqu'au début des années 1980, les scientifiques ont considéré que cette valeur était constante. En plaçant des détecteurs sensibles à bord de

satellites artificiels, on a découvert que l'énergie totale rayonnée par le Soleil variait sans cesse avec des fluctuations de l'ordre de 0,1 à 0,2 % et des échelles temporelles allant d'une seconde à dix ans. La luminosité du Soleil augmente et diminue en fonction de son niveau d'activité. Le champ magnétique intense au sein des taches bloque l'émission d'énergie en agissant comme un clapet et peut provoquer des diminutions de la constante solaire pouvant aller jusqu'à 0,3 % pendant quelques jours. Mais, à plus long terme, contrairement à ce qu'on aurait pu imaginer, le Soleil est d'autant plus lumineux que le nombre de taches augmente. En effet, les facules augmentent elles aussi et le surplus de brillance dû aux facules l'emporte sur les pertes dues aux taches (fig. 1.31, p. 41 et 1.33, p. 42).

5.4 LES RELATIONS SOLEIL-TERRE

On sait depuis le xv^e siècle que, par son attraction gravitationnelle, le Soleil commande le mouvement de la Terre et qu'il provoque sur Terre un effet de marée seulement deux fois moins intense que celui de la Lune. Ces deux effets s'additionnent quand le Soleil et la Lune sont dans la même direction et se contrarient quand ces deux astres sont dans des directions perpendiculaires.

5.4.1 L'IRRADIATION ET LE BOMBARDEMENT COSMIQUE

C'est seulement au xx^e siècle que les scientifiques ont commencé à comprendre les relations complexes entre le Soleil, la Terre et la vie. Le Soleil bombarde sans cesse notre planète de particules énergétiques, mais le champ magnétique terrestre écarte le vent solaire et creuse, à l'intérieur, une cavité qui est un cocon protecteur autour de la Terre (fig. 3.37, p. 139). La magnétosphère terrestre, où les particules électrisées sont sous l'influence du champ magnétique de la planète, nous protège donc de cette activité solaire, mais il n'en est pas de même des sondes spatiales et des astronautes.

Le flux de particules de haute énergie en provenance du Soleil est dangereux pour les passagers des vols polaires, là où le champ terrestre n'arrête pas les particules solaires. Le risque de cancer pour un membre d'équipage qui aurait régulièrement volé sur de telles routes pendant 20 ans est équivalent à celui d'un fumeur modéré. Pour les astronautes, le danger génétique est important et il est préférable qu'ils aient eu leurs enfants avant de voler. Une éruption solaire importante serait mortelle pour un astronaute situé hors de la magnétosphère terrestre. Par chance, aucune n'a eu lieu pendant les vols lunaires. L'éruption d'août 1972 a heureusement eu lieu entre les missions Apollo 16 (avril 1972) et Apollo 17 (décembre 1972). Un vol vers Mars, d'une durée totale de 2 à 3 ans, présentera des risques

considérables. Un quart à un tiers des cellules du corps pourraient être détruites. On pourrait imaginer de ne voler qu'au cours des minima solaires, mais les rayons cosmiques extrasolaires, tout aussi dangereux que ceux provenant du Soleil, sont moins déviés par le champ magnétique interplanétaire et nous arrivent plus nombreux.

Pour ceux qui restent sur Terre, les éruptions solaires ont pour effet d'interrompre les communications radio sur ondes courtes. Pour les satellites artificiels de la Terre, les éruptions endommagent les panneaux solaires et peuvent raccourcir l'existence de ces satellites en freinant leur mouvement et en provoquant leur chute. Ce fut le cas des missions « Skylab » et « Solar Maximum Mission ». Le matériel embarqué à bord des satellites peut être détruit par les particules émises lors des éruptions. C'est ainsi que plusieurs satellites météorologiques et de communication ont été mis hors service.

Les interactions dynamiques entre le Soleil et la Terre font l'objet d'un programme de recherche ambitieux de la part des agences spatiales européennes, américaines, russes et japonaises afin de mieux comprendre quelles conséquences ont les caprices du Soleil sur notre environnement immédiat.

5.4.2 LES RELATIONS SOLEIL-CLIMAT

C'est une banalité de dire que le Soleil joue un rôle essentiel dans la météorologie. Les zones tropicales, là où les rayons du Soleil sont pratiquement perpendiculaires au sol, reçoivent une plus grande quantité d'énergie qu'elles n'en renvoient. Au contraire, les zones polaires, là où les rayons solaires ont pratiquement une incidence rasante, reçoivent peu d'énergie et en renvoient plus dans l'espace qu'elles n'en ont reçu. La chaleur est transportée d'une latitude à l'autre par les vents et les courants océaniques et il s'établit une circulation globale, qui dépend de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre et de la répartition des terres, des océans et des régions glacées. Le cycle de l'eau joue un rôle essentiel dans le climat terrestre.

L'équilibre qui règne paraît fragile. Une augmentation de température de moins de 2° pourrait faire fondre les glaces des pôles et diminuer le pouvoir réflecteur de la Terre (les étendues glacées sont un excellent miroir), la Terre recevrait alors plus de chaleur et l'échauffement pourrait croître dramatiquement. Au contraire, une baisse de 2° pourrait provoquer un nouvel âge glaciaire, augmenter le pouvoir réflecteur de la Terre et provoquer un refroidissement important. Il est donc particulièrement important de mieux connaître cet équilibre et de comprendre si les variations de la constante solaire peuvent avoir un impact important sur le climat de la Terre. Entre 1645 et 1715, on n'observa pratiquement aucune tache solaire. Cette

période, connue sous le nom de minimum de Maunder (fig. 1.37, p. 44), fut un temps pendant lequel les hivers furent particulièrement rudes en Europe et les récoltes peu abondantes à la suite du mauvais temps en été.

Depuis la fin des années 1980, les scientifiques ont mis en évidence des liens entre le cycle solaire, les vents stratosphériques, les tempêtes de l'hémisphère nord et les changements climatiques. L'idée que les variations de la luminosité du Soleil et la météorologie présentent un lien fait son chemin. Mais nous ne savons pas encore par quel mécanisme les variations solaires peuvent influencer la météorologie.

En analysant les sédiments déposés au cours des centaines de millions d'années passées, en prélevant des échantillons de glaces polaires déposées depuis des millénaires, en sondant le fond des océans, les scientifiques essayent de reconstituer le climat passé. L'histoire du climat terrestre est marquée par l'avance et le retrait des glaciers. À certains moments, la Terre n'était recouverte d'aucune glace, même pas aux pôles. À d'autres, les glaces polaires s'étendaient pratiquement jusqu'aux tropiques. Depuis 500 millions d'années, la Terre a connu quatre grands âges glaciaires, le quatrième ayant commencé il y a environ 2 millions d'années avec des alternances de gels et de dégels. Le dernier grand retrait des glaciers a eu lieu il y a environ 14 000 ans et, depuis environ 8 000 ans, début de la civilisation moderne, nous connaissons une période clémente.

Entre 1865 et 1980, les températures superficielles du globe ont augmenté par à coups d'environ $0,25^{\circ}\text{C}$. Cette tendance générale est noyée au milieu de variations annuelles plus importantes et il est malaisé de distinguer le réchauffement provoqué par l'activité humaine des fluctuations naturelles (fig. 1.38).

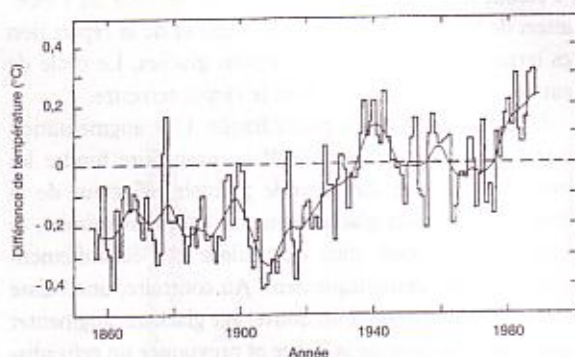


FIGURE 1.38. LA VARIATION DE TEMPÉRATURE MOYENNE DE LA TERRE.

Le Soleil n'est évidemment pas la seule cause de changement du climat. D'autres phénomènes naturels tels que le volcanisme et le rejet associé de poussières dans l'atmosphère jouent un rôle important. La question de savoir si l'activité anthropique et en particulier le rejet de dioxyde de carbone et d'autres gaz à effet de serre peuvent mettre en péril l'équilibre actuel est actuellement cruciale. Étudier comment le climat a évolué dans le passé et pourquoi plusieurs âges glaciaires se sont succédé est essentiel pour comprendre les mécanismes qui peuvent modifier le climat.

En 1842, le mathématicien français Adhémar émit l'idée d'un lien entre le mouvement de la Terre et le climat. En effet, en une année l'orbite de la Terre ne décrit pas tout à fait une ellipse dont le Soleil occupe l'un des foyers (lois de Képler, p. 50). Cette ellipse se déplace et se déforme en fait sous l'influence de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes, cela très lentement et de manière imperceptible à l'échelle d'une vie humaine.

En 1941, le mathématicien serbe Milankovitch publie une étude montrant que la succession des âges glaciaires pourrait être due à la combinaison des différentes perturbations séculaires affectant l'orbite terrestre :

- L'excentricité e (définie p. 50), qui mesure le degré d'aplatissement de l'orbite terrestre autour du Soleil, n'est pas stable au cours du temps. Elle passe d'une valeur nulle (orbite circulaire) à une valeur maximale d'environ 0,07 (ellipse légèrement aplatie) selon deux périodes d'environ 100 000 et 410 000 ans.
- L'inclinaison de l'axe de rotation par rapport à la normale au plan de l'écliptique, appelée obliquité de l'écliptique, varie entre $22^{\circ} 02'$ et $24^{\circ} 32'$ selon une période de 41 000 ans.
- L'axe de rotation de la Terre n'est pas fixe dans le référentiel de Copernic, mais tourne dans le sens rétrograde autour d'un axe perpendiculaire à l'écliptique sous l'effet de l'attraction exercée par le Soleil et la Lune sur le bourrelet équatorial de la Terre, en faisant décrire au pôle Nord céleste un cercle en 26 000 ans (fig. 1.48 p. 60). Ce mouvement se combine avec celui du mouvement de rotation direct du grand axe de l'ellipse terrestre (mouvement des apsides), de période 126 000 ans, pour entraîner un déplacement des points équinoxiaux (dont le point γ de la fig. 1.40), appelé « précession des équinoxes », de période 21 500 ans.

Le cumul de toutes ces variations astronomiques semble bien être la cause principale des variations de climat et de températures enregistrées au cours du dernier million d'années (fig. 1.39).

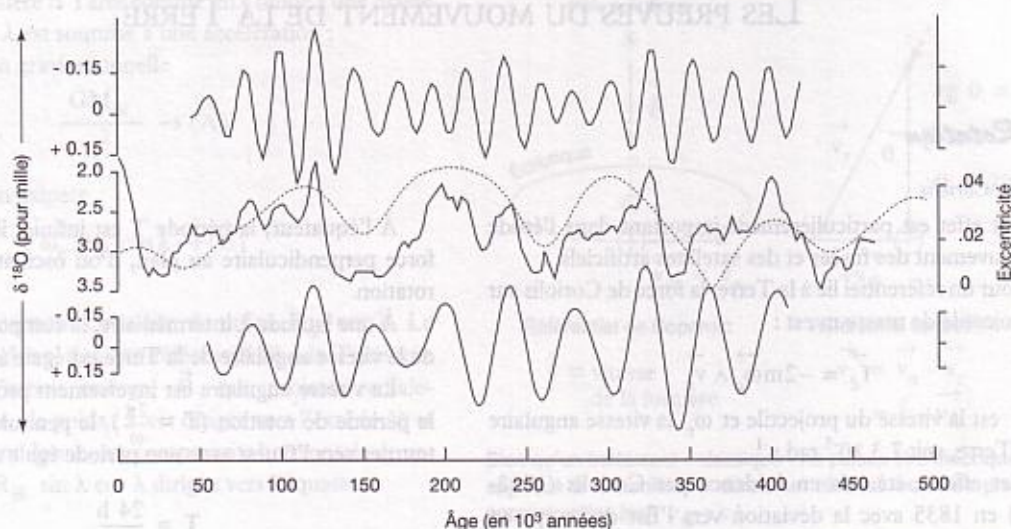


FIGURE 1.39. VARIATIONS DANS LE CLIMAT AU COURS DES 500 000 DERNIÈRES ANNÉES. Ces variations sont obtenues d'après les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ (voir p. 303) et correspondent à la courbe centrale. La courbe pointillée représente les variations de l'excentricité, de période environ 100 000 ans. Par analyse de Fourier, on extrait une composante de période 23 000 ans (courbe du haut) et 41 000 ans (courbe du bas). L'intervention des variations de l'excentricité, de la précession et de l'obliquité dans les variations climatiques semble avérée.

(D'après Hays et al., 1976)

6. Le mouvement de la Terre dans l'espace

La question de savoir si la Terre était plate ou ronde a été posée dès l'Antiquité, mais tant que les hommes ont considéré que la Terre était au centre de l'Univers, le problème de son mouvement ne se posait évidemment pas. Avec la Renaissance scientifique et les travaux de Copernic, Tycho Brahé, Képler, Galilée et Newton, les outils nécessaires à l'étude du mouvement de la Terre étaient en place dès le XVII^e siècle. Tout le monde sait maintenant que la Terre est ronde, qu'elle tourne autour du Soleil et qu'elle tourne sur elle-même. Mais la connaissance précise de la forme de la Terre et de ses mouvements a fait de spectaculaires progrès à la fin du XX^e siècle.

Pour les bases théoriques de ce qui suit, on pourra se reporter à la fiche « Rappels de mécanique classique », p. 75.

6.1 LES PREUVES DU MOUVEMENT DE LA TERRE AUTOUR DU SOLEIL ET DE LA ROTATION TERRESTRE

C'est un épisode très intéressant de l'histoire des sciences que de constater que le mouvement de la Terre dans

l'espace avait progressivement triomphé dans les esprits, de l'hypothèse de Copernic aux succès de la théorie de Newton, avant que des preuves expérimentales y fussent apportées. En effet, trois preuves du mouvement de révolution de la Terre autour du Soleil, qui auraient été bien utiles lors du procès de Galilée, n'ont été apportées qu'entre 1729 et 1900 : la mesure de l'aberration des étoiles, l'observation des parallaxes stellaires et l'effet Doppler-Fizeau.

Le mouvement apparent de la sphère céleste jour après jour pourrait aussi bien provenir d'un ciel tournant chaque jour autour d'une Terre immobile que d'une Terre tournant sur elle-même. Depuis le XVII^e siècle, il est admis que c'est bien la Terre qui tourne, mais ce n'est qu'en 1851 que Foucault a apporté une preuve directe en suspendant un pendule de 60 mètres de long et de 25 kg au dôme du Panthéon à Paris. Si la Terre était immobile, aucune force n'aurait perturbé le plan d'oscillation du pendule. Au bout de quelques minutes, il est évident que ce plan tourne par rapport au sol et aux spectateurs. En fait, c'est la Terre qui tourne au-dessous du pendule.

LES PREUVES DU MOUVEMENT DE LA TERRE

1) Rotation

a) Effet Coriolis

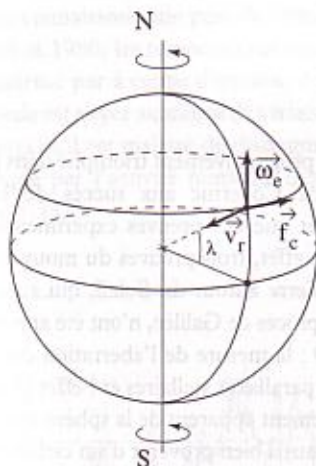
Cet effet est particulièrement important dans l'étude du mouvement des fusées et des satellites artificiels.

Pour un référentiel lié à la Terre, la force de Coriolis sur un projectile de masse m est :

$$\vec{f}_c = -2m\vec{\omega}_e \wedge \vec{v}_r$$

où $\vec{v}_r$ est la vitesse du projectile et $\vec{\omega}_e$ la vitesse angulaire de la Terre, soit $7,3 \cdot 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$.

Cet effet a été mis en évidence par Coriolis (1792-1843) en 1835 avec la déviation vers l'Est des corps en chute libre, première vérification expérimentale de l'existence de la force d'inertie de Coriolis. Comme conséquence de cet effet, on observe que les cyclones tournent dans le sens contraire des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord, et dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud. La démonstration n'en est cependant pas simple en raison de la complexité des phénomènes mis en jeu.



Déviation de la chute des corps vers l'Est ($\vec{v}_r$ est essentiellement radiale).

b) Pendule de Foucault

Cette expérience a été effectuée par Foucault (1819-1868) en 1851, au Panthéon.

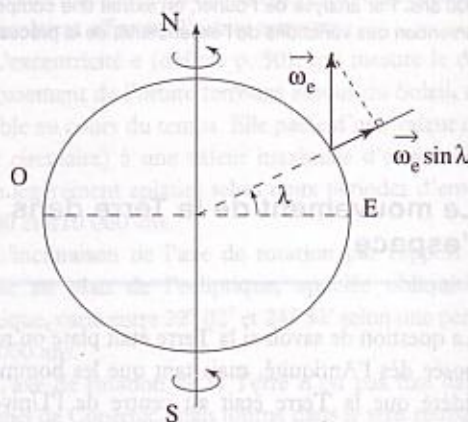
Au pôle Nord, la période T est égale à 24 heures. Le pendule oscille dans un plan fixe et la Terre « tourne en dessous ».

À l'équateur, la période T est infinie, il n'y a aucune force perpendiculaire au plan, d'où oscillation et aucune rotation.

À une latitude λ intermédiaire, la composante verticale de la vitesse angulaire de la Terre est égale à : $\omega_e \sin \lambda$.

La vitesse angulaire est inversement proportionnelle à la période de rotation ($T = \frac{2\pi}{\omega}$), le pendule semble donc tourner vers l'Ouest avec une période égale à :

$$T = \frac{24 \text{ h}}{\sin \lambda}$$



c) Aplatissement de la Terre

La Terre est un sphéroïde aplati de rayon équatorial : r_e et de rayon polaire : r_p

$$r_p = 6356,8 \text{ km}$$

$$r_e = 6378,2 \text{ km}$$

La différence est donc de 21,4 km.

L'aplatissement est égal à :

$$\frac{r_e - r_p}{r_e} = \frac{21,4}{6378,4} = \frac{1}{293,3}$$

Si on considère la Terre comme un « fluide » une masse m à la latitude λ est soumise à une accélération :

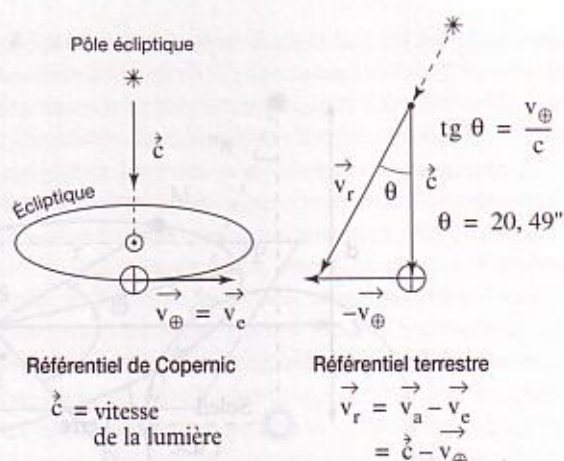
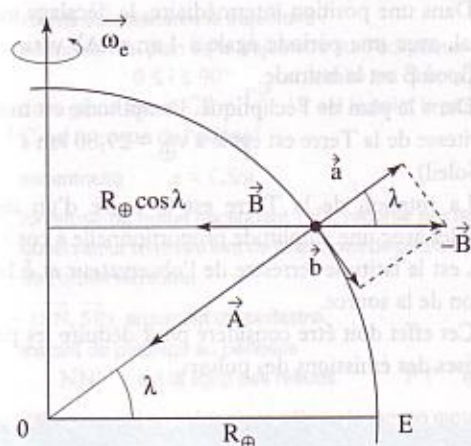
— accélération gravitationnelle

$$\frac{GM_{\oplus}}{r^2} \rightarrow (\vec{A})$$

— accélération axipète

$$\omega_e^2 R_{\oplus} \cos \lambda \rightarrow (\vec{B})$$

due à un mouvement circulaire de rayon $R_{\oplus} \cos \lambda$. Le « fluide » subit donc, dans un référentiel lié à la Terre une accélération d'inertie axifuge $-\vec{B}$, qui, projetée radialement « diminue » le poids ($\vec{a}$ est dirigée vers l'extérieur) et tangentiellement donne une composante horizontale de valeur $b = \omega_e^2 R_{\oplus} \sin \lambda \cos \lambda$ dirigée vers l'équateur.

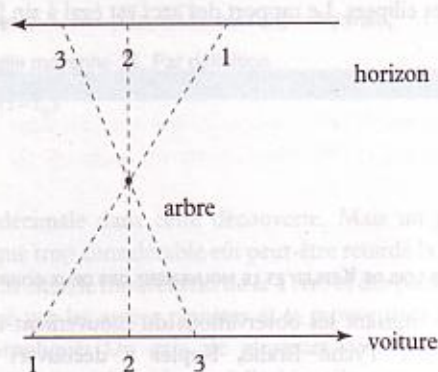


Bien qu'un traitement « classique » ne puisse être théoriquement appliqué à la lumière, il donne un résultat exact en première approximation (car $v_{\oplus} \ll c$).

- Au pôle éclipstique : un cercle de rayon $20,49''$.
- Dans une position intermédiaire : à une latitude céleste β une ellipse de demi grand axe : $20,49''$ et de demi petit axe : $20,49'' \sin \beta$.

b) Parallaxes stellaires (voir fig. 1.6)

Par analogie avec une voiture d'où l'on voit un arbre proche se déplacer sur l'horizon lointain, un observateur terrestre voit une étoile proche se déplacer sur le fond d'étoiles lointaines.



2) « Preuves » de la révolution de la Terre autour du Soleil

a) Aberration de la lumière des étoiles

Elle a été découverte par Bradley (1693-1762) en 1729.

La Terre se déplace autour du Soleil à une vitesse $v_{\oplus} = 29,80 \text{ km s}^{-1}$. La lumière en provenance des étoiles semble donc provenir d'une direction différente de la direction réelle (phénomène de composition des vitesses).

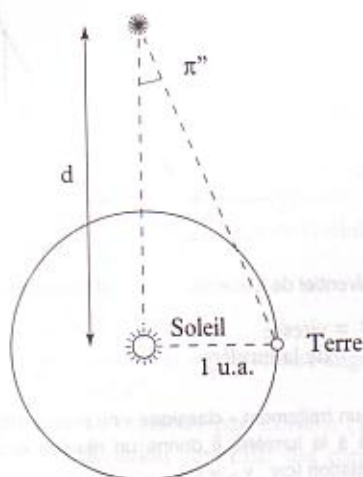
Les orbites d'aberration des étoiles sur la sphère céleste sont donc :

- À l'écliptique : oscillation sur des segments de demi longueur : $20,49''$.

Par définition, la parallaxe est égale à $\pi = \frac{1}{d(\text{pc})}$ où π est exprimé en seconde d'arc et d en parsec :

$$d = \frac{206\,265}{\pi} \text{ u.a.}$$

$$1 \text{ pc} = 3 \cdot 10^{13} \text{ km} = 205\,755 \text{ u.a.}$$



L'étoile la plus proche : Proxima du Centaure : $0,764''$.

La première parallaxe a été mesurée par Bessel en 1838, avec l'étoile 61 Cygni : $0,294''$.

Toutes les étoiles ont une parallaxe inférieure à une seconde d'arc.

Les orbites parallaxiques sont :

- Au pôle : des cercles.
- Dans le plan de l'écliptique : des segments (oscillations).
- Dans une position intermédiaire de latitude céleste β : des ellipses. Le rapport des arcs est égal à $\sin \beta$.

Pour une direction donnée :

- L'orbite d'aberration est toujours la même.
- L'orbite parallaxique dépend de la distance.

De plus, il y a un quart de phase de différence. Il faut ajouter à cela les mouvements individuels des étoiles, tels que le mouvement propre et le mouvement des étoiles binaires.

c) Effet Doppler

Soit λ_e la longueur d'onde d'émission d'une raie et λ_0 la longueur d'onde d'aberration de la même raie d'une étoile :

$$\frac{\Delta \lambda}{\lambda_e} = \frac{\lambda_0 - \lambda_e}{\lambda_e} = \frac{v}{c}$$

(v est la composante de la vitesse de la Terre sur la direction d'observation).

Au pôle écliptique, aucun effet n'est observé.

Dans une position intermédiaire, le décalage est sinusoïdal, avec une période égale à 1 an et $\Delta \lambda$ varie comme $\cos \beta$, où β est la latitude.

Dans le plan de l'écliptique, l'amplitude est maximale (la vitesse de la Terre est égale à $v_{\oplus} = 29,80 \text{ km s}^{-1}$ autour du Soleil).

La rotation de la Terre est la cause d'un décalage Doppler avec une amplitude proportionnelle à $\cos \lambda \cos \delta$, où λ est la latitude terrestre de l'observateur et δ la déclinaison de la source.

Cet effet doit être considéré pour déduire les périodes précises des émissions des pulsars.

6.2 LES LOIS DE KEPLER ET LE MOUVEMENT DES DEUX CORPS

En utilisant les observations du mouvement de Mars faites par Tycho Brahé, Kepler a découvert empiriquement, avant les travaux de Newton sur la gravitation, les fameuses trois lois qui portent son nom. En négligeant l'action des autres planètes, l'orbite de la Terre ou de toute autre planète du système solaire est déterminée uniquement par l'attraction du Soleil. Ces trois lois, qui ont une importance historique considérable, peuvent s'énoncer ainsi :

- 1) La Terre et les planètes se meuvent sur des courbes planes et leurs rayons vecteurs décrivent des aires proportionnelles au temps (dite deuxième loi de Kepler).
- 2) Les orbites de la Terre et des planètes sont des ellipses dont le Soleil occupe l'un des foyers (dite première loi).
- 3) Les carrés des périodes de révolution sidérale autour du Soleil sont proportionnels aux cubes des grands axes des orbites (troisième loi).

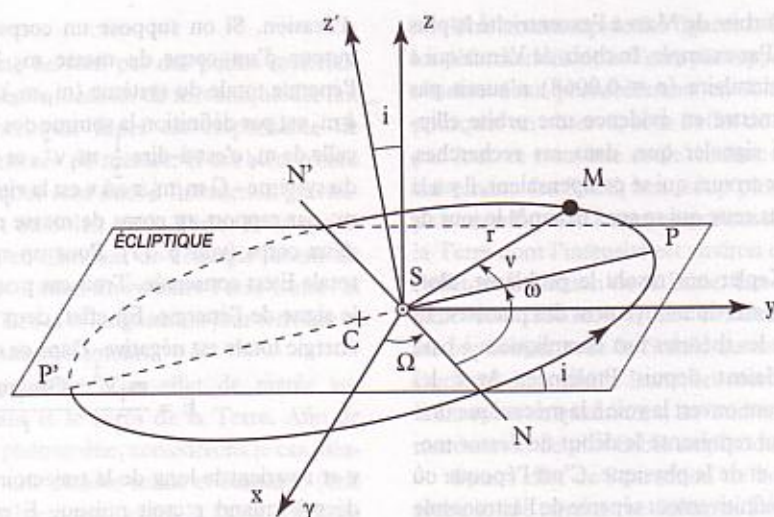


FIGURE 1.40. DÉFINITION DES ÉLÉMENTS DE L'ELLIPSE TRAJECTOIRE D'UNE PLANÈTE DANS L'ESPACE.

6 éléments caractérisent la trajectoire :

i inclinaison du plan de la trajectoire sur l'écliptique = $(\vec{S}z, \vec{S}z')$

$0 \leq i \leq 90^\circ$ si l'orbite est directe (cas de la fig.) $90^\circ < i < 180^\circ$ si l'orbite est rétrograde.

a demi grand axe = $CP = \frac{PP'}{2}$. P est le point le plus rapproché du Soleil S (périhélie), P' le plus éloigné (aphélie)
C est le centre de l'ellipse.

e excentricité $e = CS/a$

Ω longitude du nœud ascendant (N), repérée par rapport à Sy où γ est le point vernal. γ représente la position du Soleil pour un observateur terrestre lors de l'équinoxe de printemps. Sa direction est donc confondue avec celle du nœud descendant $N_\oplus = N'$ de l'orbite terrestre.

$\omega = (\vec{SN}, \vec{SP})$ argument du périastre.

t_0 instant de passage au périhélie

NN' est la ligne des nœuds

PP' est la ligne des apsides

$v = (\vec{OP}, \vec{OM})$ est l'anomalie vraie.

On utilise souvent en mécanique céleste le moyen mouvement n et l'anomalie moyenne M . Par définition

$$n = \frac{2\pi}{T} \quad \text{et}$$

$$M = n(t - t_0)$$

La figure 1.40 donne les éléments de définition des trajectoires des planètes autour du Soleil.

Les lois de Kepler se démontrent aisément à partir des lois de la mécanique et de la loi de la gravitation de Newton (exercice n°1, p. 74) et réciproquement. La deuxième loi est une conséquence directe de la conservation du moment cinétique. La première exprime le fait que la force de gravitation en $1/r^2$ est un cas dégénéré et que l'orbite se referme sur elle-même, ce qui ne serait pas le cas pour une force en $1/r^4$ ou $1/r^3$... La troisième loi traduit le fait que la force d'attraction est une force centrale.

Grâce à la qualité des observations de Tycho Brahé, Kepler a été convaincu qu'un mouvement circulaire ne permettait vraiment pas d'expliquer le mouvement des planètes. On mesure à cette occasion l'importance du gain

d'une décimale dans cette découverte. Mais un progrès technique trop considérable eût peut-être retardé la découverte. En effet, le mouvement de la Terre et des planètes est perturbé par les autres planètes et le mouvement réel est très compliqué. Un gain de plusieurs décimales aurait clairement montré les écarts à l'orbite elliptique et aurait probablement empêché la découverte de Kepler. Il est intéressant de constater que des courbes comme les coniques connues par les mathématiciens vingt siècles auparavant et obéissant à des lois simples sont un outil permettant de mieux comprendre la réalité physique. On peut aussi constater à cette occasion le rôle du hasard dans la découverte de Kepler. En effet, le choix de l'étude du mouvement de Mars par Kepler est particulièrement heureux. À part Mercure difficilement observable et Pluton, inconnue à

l'époque de Kepler, l'orbite de Mars a l'excentricité la plus grande ($e = 0,0934$). Par exemple, le choix de Vénus qui a une orbite presque circulaire ($e = 0,0068$) n'aurait pas permis à Kepler de mettre en évidence une orbite elliptique. On peut aussi signaler que, dans ses recherches, Kepler a commis deux erreurs qui se compensaient, il y a là de quoi faire rêver tous ceux qui se sont trompés le jour de l'examen !

Les travaux de Kepler ont résolu le problème, alors vieux de plus de 2 000 ans du mouvement des planètes. Ils ont permis d'éliminer les théories fort compliquées à base d'épicycles qui prévalaient depuis Ptolémée. Avec les travaux de Galilée, ils ont ouvert la voie à la mécanique universelle de Newton qui représente le début de l'essor moderne de l'astronomie et de la physique. C'est l'époque où l'astrologie est enfin définitivement séparée de l'astronomie et rejetée à sa vraie place : une fausse science aux mains de charlatans ou de simples d'esprit.

La solution du problème des deux corps trouvée par Kepler représente souvent la réalité de façon très acceptable, par exemple pour l'étude du mouvement des planètes autour du Soleil, des satellites autour des planètes, des étoiles doubles l'une autour de l'autre, des galaxies doubles... Les ellipses trajectoires servent de base pour une étude plus complète du mouvement des corps. L'un des buts de la mécanique céleste est d'étudier les variations du mouvement par rapport à l'orbite keplerienne, solution du cas non perturbé.

En utilisant la troisième loi de Kepler, on peut mesurer la masse du Soleil, celle des planètes entourées de satellites ou encore celle des étoiles membres d'un système double.

6.3 LA VITESSE D'ÉVASION

Une notion très importante qui apparaît dans l'étude du mouvement de deux corps est celle de la vitesse

d'évasion. Si on suppose un corps de masse m_1 mobile autour d'un corps de masse m_2 beaucoup plus lourd, l'énergie totale du système (m_1, m_2) dans un référentiel lié à m_2 est par définition la somme des énergies cinétiques, ici celle de m_1 c'est-à-dire $\frac{1}{2} m_1 v^2$, et de l'énergie potentielle du système $-G m_1 m_2 / r$ où v est la vitesse du corps de masse m_1 par rapport au corps de masse m_2 et r la distance des deux corps (voir p. 77). Pour un système isolé, l'énergie totale E est conservée. Trois cas peuvent se produire selon le signe de l'énergie. En effet, deux corps sont liés si leur énergie totale est négative. Dans ce cas :

$$E = \frac{m_1 v^2}{2} - \frac{G m_1 m_2}{r} < 0$$

v et r varient le long de la trajectoire de la masse m_1 et v décroît quand r croît puisque E est conservée. E étant négatif, v devient nul pour une valeur finie de r et le corps de masse m_1 « s'arrête » et revient vers le corps de masse m_2 , le mouvement est cyclique et l'orbite est elliptique.

Au contraire, quand l'énergie totale est positive, v^2 est toujours proportionnel à $1/r$ plus une constante. Même pour r infini, v est positif, le corps de masse m_2 peut « aller à l'infini » et ne revient jamais à son point de départ. Le mouvement est ouvert, l'orbite est hyperbolique.

Dans le cas limite où l'énergie E est nulle, le corps mobile « arrive à l'infini » avec une vitesse nulle, l'orbite est parabolique. C'est le cas limite où un corps peut s'échapper de l'influence gravitationnelle d'un autre. Comme : $m_1 v^2 / 2 = G m_1 m_2 / r$, la vitesse d'évasion est égale à :

$$v_{ev} = \left[\frac{2 G m_2}{r} \right]^{1/2}$$

Elle est indépendante du corps mobile et la même quantité intervient pour le lancement d'une sonde interplanétaire ou pour la stabilité d'une atmosphère planétaire.

ORDRE DE GRANDEUR DE LA VITESSE D'ÉVASION DE QUELQUES CORPS CÉLESTES

De la Terre (à partir de sa surface) = 10 km.s⁻¹
Du Soleil (à partir de sa surface) = 600 km.s⁻¹

Du Soleil (à la distance de la Terre) = 60 km.s⁻¹
De la Galaxie (à la distance du Soleil) = 330 km.s⁻¹

CAS DE L'ATMOSPHÈRE TERRESTRE

L'énergie cinétique moyenne d'agitation des molécules dans l'atmosphère terrestre est de l'ordre de kT ($T = 300$ K).

L'énergie cinétique des particules de masse m qui peuvent s'échapper de la Terre est égale à $\frac{1}{2} m v_{ev}^2$.

Pour l'atmosphère terrestre, le rapport des deux est égal à

$$\frac{kT}{\frac{1}{2} m v_{ev}^2} \leq 5 \cdot 10^{-2}$$

(valeur correspondant à l'atome d'hydrogène).

L'atmosphère terrestre est donc stable, ce qui n'a pas été le cas pour la Lune, par exemple, qui ne possède pas d'atmosphère.

6.4 LES EFFETS DE MARÉE

La Terre et la Lune ne sont pas des points matériels comme dans les problèmes idéalisés de mécanique. Le fait qu'elles ont des dimensions finies est responsable de l'apparition de phénomènes de marées. Il est bien connu que les marées océaniques sont dues à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil sur la Terre. Il est moins connu que les marées en dissipant de l'énergie jouent un rôle important dans l'évolution du système Terre-Lune : la Lune s'éloigne de la Terre et la longueur du jour terrestre et du mois augmentent inexorablement.

La Lune est responsable d'un effet de marée sur l'atmosphère, les océans et le corps de la Terre. Afin de mieux comprendre ce phénomène, considérons le cas idéalisé où la Terre serait une planète solide et élastique (une grosse boule en caoutchouc dur) et où la Lune serait un satellite en orbite circulaire autour de l'équateur terrestre¹. La force gravitationnelle exercée par la Lune en chaque point de la Terre la déforme en un ellipsoïde dont le grand axe pointe vers la Lune (fig. 1.41).

Une lecture rapide des figures 1.42 a) et 1.42 b) montre les déformations de la Terre par rapport à son centre C. On observe deux protubérances en A et B, ce qui explique pourquoi on observe, sous l'effet de la Lune, deux marées par jour et non une seule comme on pourrait le croire naïvement. Le Soleil, beaucoup plus loin, mais beaucoup plus massif que la Lune, exerce aussi un effet de marée sur la Terre dont l'intensité est environ deux fois moindre que l'effet dû à l'action de la Lune. Les deux effets se combinent vectoriellement. Quand la Lune est en conjonction ou en opposition avec le Soleil, au moment de la nouvelle Lune ou de la pleine Lune, les marées sont fortes. Quand la Lune est en quadrature, au moment de la demi-Lune, les marées sont de plus faible amplitude.

Sous l'effet de l'attraction de la Lune et du Soleil, le globe solide terrestre se déforme. Le sol de la Terre monte et descend toutes les 12 heures de plusieurs décimètres. L'amplitude de la déformation est de l'ordre de 30 centimètres aux latitudes de la France. La déformation encore plus grande de l'océan fluide crée des marées océaniques

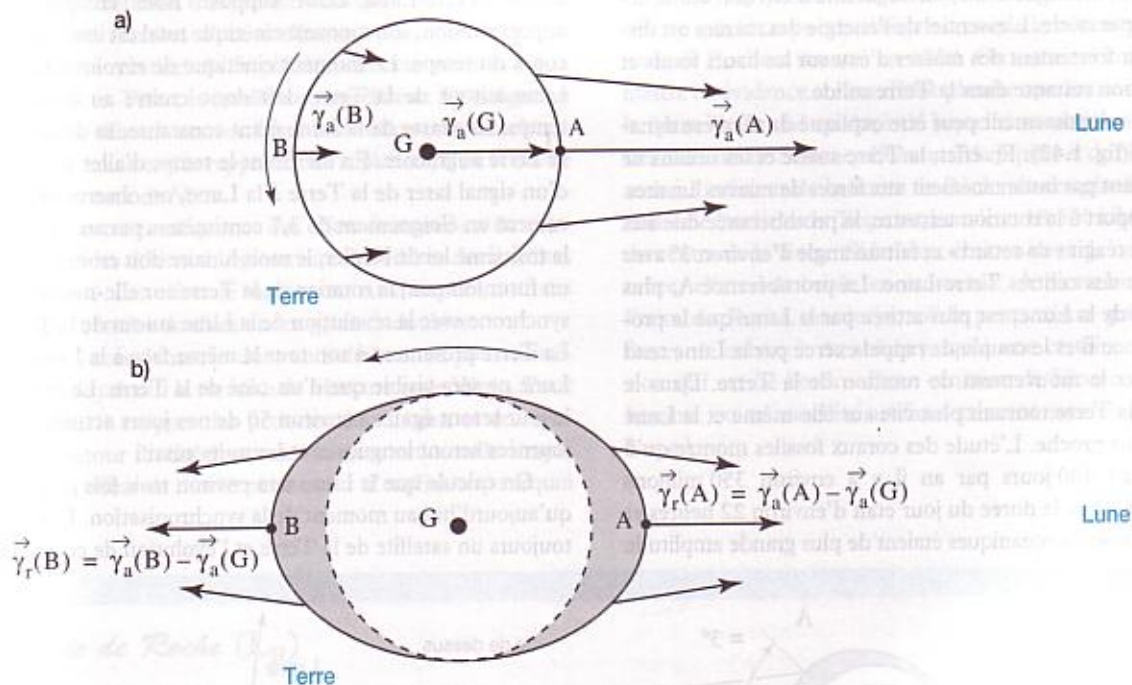


FIGURE 1.41. a) ACCÉLÉRATIONS CRÉÉES PAR LA LUNE DANS UN RÉFÉRENTIEL GALILÉEN. (Les différences relatives sont exagérées).

b) DÉFORMATIONS FLUIDES CRÉÉES PAR LA LUNE EN RAISON DES ACCÉLÉRATIONS RELATIVES DANS UN RÉFÉRENTIEL BARYCENTRIQUE TERRESTRE. Ce dernier subit une accélération d'entraînement $\vec{\gamma}_e = \vec{\gamma}_a(G)$.

1. L'orbite de la Lune est en fait inclinée de 5° sur le plan de l'équateur terrestre.

d'une amplitude de l'ordre de 50 centimètres en pleine mer, mais qui peut atteindre plusieurs mètres dans les mers peu profondes et plus de 10 mètres dans certaines baies ou estuaires.

Les premières formulations théoriques des marées océaniques ont été effectuées par Laplace à la fin du XVIII^e siècle en utilisant les équations de l'hydrodynamique. Mais la réponse des océans est si compliquée qu'il a fallu attendre les ordinateurs de la fin du XX^e siècle pour calculer avec précision la marée en tous points des océans. Cette complexité est due au fait que les courants de marée frottent en permanence sur le fond des océans, que les reliefs sous-marins sont très accidentés, que la forme est très irrégulière et que la Terre solide est déformée par la charge variable de l'océan.

Le frottement des océans sur les fonds marins conduit à une perte d'énergie mécanique sous forme de chaleur. La majorité de cette énergie est en fait perdue dans les mers peu profondes et près des rivages là où les marées océaniques buttent contre les continents. Cette dissipation d'énergie diminue l'énergie de rotation de la Terre de telle sorte que la longueur du jour augmente d'environ 0,002 seconde par siècle. L'essentiel de l'énergie des marées est dissipé par frottement des masses d'eau sur les hauts fonds et la fraction restante dans la Terre solide.

Ce ralentissement peut être expliqué de manière dynamique (fig. 1.42). En effet, la Terre solide et les océans ne répondent pas instantanément aux forces de marées lunaires. Par rapport à la rotation terrestre, la protubérance due aux marées réagit « en retard » et fait un angle d'environ 3° avec la ligne des centres Terre-Lune. La protubérance A, plus proche de la Lune, est plus attirée par la Lune que la protubérance B et le couple de rappel exercé par la Lune tend à freiner le mouvement de rotation de la Terre. Dans le passé, la Terre tournait plus vite sur elle-même et la Lune était plus proche. L'étude des coraux fossiles montre qu'il y a avait 400 jours par an il y a environ 350 millions d'années, que la durée du jour était d'environ 22 heures et que les marées océaniques étaient de plus grande amplitude

que de nos jours. On estime que la Terre tournait sur elle-même plus rapidement lors de sa formation et qu'elle a été progressivement ralentie par les marées.

La Terre exerce sur la Lune des marées 20 fois plus hautes. La dissipation d'énergie correspondante a entraîné une décroissance de la période de rotation de la Lune sur elle-même jusqu'à ce que la Lune présente toujours la même face à la Terre. La Lune est actuellement en rotation synchrone, sa période de rotation sidérale (sidéral signifie que la mesure est faite par rapport à un repère de référence lié aux étoiles « fixes », cf. p. 77) sur elle-même est égale à sa période sidérale de révolution autour de la Terre. La stabilité de cette rotation synchrone est due à la figure irrégulière de la Lune qui est légèrement allongée en direction de la Terre. Cette stabilité permet de « verrouiller » cette rotation synchrone.

Les marées ralentissant la rotation de la Terre sur elle-même, le moment cinétique de rotation de la Terre sur elle-même diminue. De son côté, la Lune, ayant une faible masse et une rotation lente, son moment cinétique de rotation sur elle-même peut être considéré comme négligeable. Le couple Terre-Lune étant supposé isolé en première approximation, son moment cinétique total est invariant au cours du temps. Le moment cinétique de révolution de la Lune autour de la Terre doit donc croître au cours du temps. La masse de la Lune étant constante, sa distance à la Terre augmente. En mesurant le temps d'aller et retour d'un signal laser de la Terre à la Lune, on observe effectivement un éloignement de 3,7 centimètres par an. D'après la troisième loi de Kepler, le mois lunaire doit croître. Dans un futur lointain, la rotation de la Terre sur elle-même sera synchrone avec la révolution de la Lune autour de la Terre. La Terre présentera à son tour la même face à la Lune. La Lune ne sera visible que d'un côté de la Terre. Le mois et le jour seront égaux à environ 50 de nos jours actuels ! Les journées seront longues... et les nuits aussi !

On calcule que la Lune sera environ trois fois plus loin qu'aujourd'hui au moment de la synchronisation. Elle sera toujours un satellite de la Terre et l'évolution de ce couple

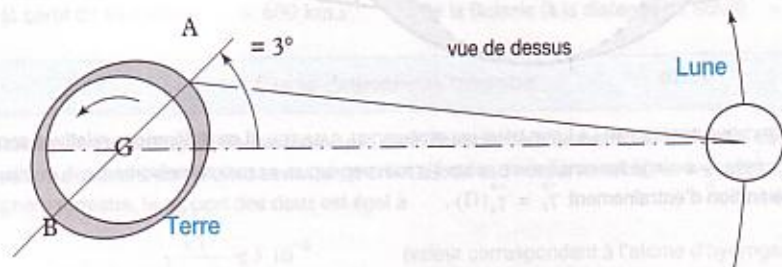


FIGURE 1.42. ANGLE DE 3° ENTRE LE BOURRELET TERRESTRE DÙ AUX MARÉES ET LA DIRECTION TERRE-LUNE (angle très exagéré). Il apparaît dans le référentiel barycentrique un couple qui tend à freiner la rotation terrestre.

serait terminée s'il était totalement isolé dans l'espace, mais l'effet des marées dues au Soleil ralentira encore plus la rotation de la Terre qui ne sera alors plus en synchronisme avec la révolution de la Lune. Nous serons dans la situation inverse de celle d'aujourd'hui, la Terre tournera alors moins vite sur elle-même que la Lune autour d'elle. Le bourrelet de marée sera alors en avance sur la ligne des centres (cas opposé à celui de la figure 1.43). L'effet de marée aura alors pour conséquence d'accélérer la rotation de la Terre et la Lune se rapprochera alors de la Terre ! Le temps écoulé pour atteindre cet état se chiffre en milliards d'années et le Soleil sera devenu une géante rouge bien avant que la Lune ne tombe sur la Terre. La Terre et la Lune auront alors été absorbées par l'atmosphère du Soleil et vaporisées à 3 000° !

Ce phénomène de marée est très fréquent dans le système solaire. Tous les satellites dont on a mesuré la période de rotation présentent la même face à la planète autour de laquelle ils tournent, à l'exception notable d'Hypérioron. La forme très irrégulière de ce satellite de Saturne a conduit à un mouvement chaotique. La période et l'axe de rotation d'Hypérioron changent sans cesse. Si la période de rotation d'un satellite est plus grande que la période de rotation de la planète, comme pour la Lune autour de la Terre, le satellite est accéléré et il s'éloigne en raison des effets de marées. Dans la situation contraire, la satellite est freiné et il se rapproche de la planète, c'est le cas de Phobos autour de Mars.

Une autre conséquence des effets de marée est de « circulariser » les orbites. L'excentricité des orbites des satellites tend vers 0. Les effets de marée sont aussi importants dans le cas des étoiles doubles et des galaxies doubles.

Les forces de marée dues au Soleil ont eu pour conséquence de ralentir la rotation de Mercure et de Vénus. Pour Mercure, le rapport des périodes de rotation et de révolution autour du Soleil est une fraction rationnelle simple 2/3. Les effets de marée permettent d'expliquer pourquoi

Mercure et Vénus avaient peu de chance de posséder un satellite. En effet, un satellite situé trop loin de ces planètes s'éloignerait en raison des effets de marée et tomberait rapidement sous l'influence gravitationnelle du Soleil proche, il deviendrait un satellite du Soleil. S'il était situé plus près, en raison des lois de Kepler, il tournerait autour de la planète plus vite que la planète sur elle-même et il tomberait sur la planète.

6.5 LIMITE DE ROCHE, ORBITE SYNCHRONE ET SPHÈRE D'INFLUENCE

Autour de la Terre comme autour des autres planètes, on met en évidence trois distances : la limite L_R de Roche, le rayon R_s de l'orbite synchrone et le rayon R_I de la sphère d'influence. Un satellite ne peut exister que s'il est situé à des distances comprises entre L_R et R_I . R_s marque la limite en deçà de laquelle un satellite se rapproche de la planète par effet de marée et au delà de laquelle il s'éloigne.

6.5.1 LA LIMITE DE ROCHE

Les effets de marée tendent à déformer les corps. Si un corps est trop proche d'un autre, la déformation peut être si forte que le corps est cassé, c'est ce que le mathématicien français Roche a montré en 1850. On est ainsi conduit à mettre en évidence autour d'une planète une limite appelée la limite de Roche en deçà de laquelle un corps est brisé. Les anneaux de Saturne, d'Uranus, de Jupiter et de Neptune sont à l'intérieur de la limite de Roche de ces planètes. La limite de Roche de la Terre est à environ 18 500 kilomètres du centre de la Terre. Si la Lune était en deçà de cette distance, elle serait brisée en morceaux. À l'intérieur de la limite de Roche, un corps solide peut exister grâce aux forces de cohésion du solide jusqu'à une certaine dimension qui est de l'ordre d'une centaine de kilomètres. Un homme ou un satellite artificiel peuvent survivre, pas la Lune !

Limite de Roche (L_R)

En 1850 Roche a montré qu'un satellite sphérique (de densité moyenne ρ_m) serait détruit par effet de marée s'il s'approchait plus près qu'une certaine distance de la planète primaire (densité ρ_M et rayon R).

Cette distance, appelée limite de Roche est

$$L_R = 2,45(\rho_M/\rho_m)^{1/3} R$$

pour un satellite fluide prenant une forme ellipsoïde allongée sous l'effet de marée.

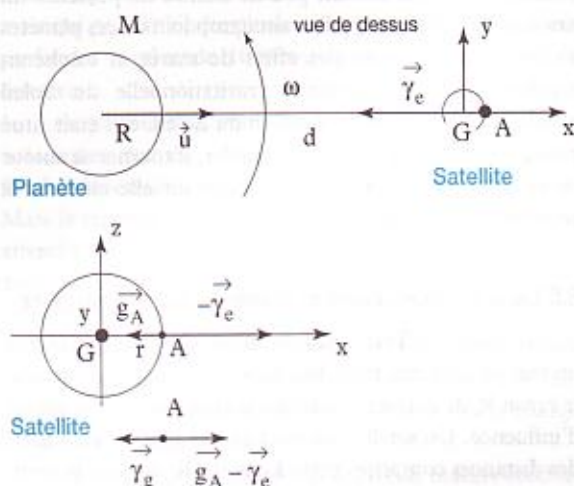
Établissons l'expression de L_R pour un satellite rigide.

Supposons une orbite circulaire. Le centre de gravité G du satellite a un mouvement de rotation de vitesse angulaire ω telle que

$$m \omega^2 d = \frac{GmM}{d^2}$$

$$\omega = \sqrt{\frac{GM}{d^3}}$$

soit



Dans le repère $Gxyz$ lié au satellite le point A est soumis à une accélération centripète d'entraînement

$$\vec{\gamma}_e = -\omega^2(d+r)\vec{u}$$

L'accélération résultante sur A dans $Gxyz$ est donc $\vec{g}_A$ (due à l'attraction de la planète) $-\vec{\gamma}_e$

$$\begin{aligned}\vec{g}_A - \vec{\gamma}_e &= -\frac{GM}{(d+r)^2} \vec{u} + \omega^2(d+r)\vec{u} \\ &= \omega^2 \vec{u} \left(d+r - d \left(\frac{d}{d+r} \right)^2 \right) \\ \left(\frac{d}{d+r} \right)^2 &\approx 1 - \frac{2r}{d} \quad (\text{si } r \ll d)\end{aligned}$$

$$\vec{g}_A - \vec{\gamma}_e = \omega^2 \vec{u} \times 3r \approx 3 \frac{GM}{d^3} r \vec{u}$$

Il y a rupture si cette accélération, dirigée vers l'extérieur n'est plus équilibrée par l'attraction gravitationnelle $\vec{\gamma}_g$ créée en A par la masse du satellite (la gravité interne du satellite joue le rôle de force de cohésion)

$$\vec{\gamma}_g = -\frac{Gm}{r^2} \vec{u}$$

$$d = L_R \text{ pour } \frac{Gm}{r^2} = 3 \frac{GM}{d^3} r \text{ soit } L_R = r \left(\frac{3M}{m} \right)^{1/3} \text{ d'où}$$

$$L_R = 1,44 (\rho_M / \rho_m)^{1/3} \times R$$

Un calcul plus complet, tenant compte d'une élasticité fluide de la matière du satellite donnerait le coefficient 2,45.

Tous les satellites naturels du système solaire orbitent au delà de la limite de Roche de leur planète. Si la Lune était à moins de 18 000 km de la Terre, elle serait brisée par effet de marée. Les anneaux de Saturne et d'Uranus sont bien par contre à l'intérieur de la limite de Roche de chacune des deux planètes.

On peut généraliser le problème de la limite de Roche à tout corps si on a une idée de ses forces de cohésion interne : ce corps ne se fractionnera pas si elles sont supérieures aux forces gravitationnelles différentielles (effet de marée) exercées par un corps massif.

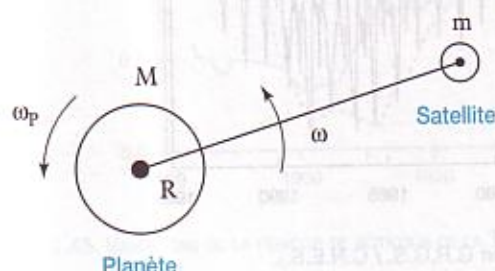
6.5.2 LA SPHÈRE D'INFLUENCE

L'application de la loi de l'attraction gravitationnelle de Newton montre que la force d'attraction de la Terre sur la Lune est inférieure à celle du Soleil sur la Lune. Un esprit naïf pourrait s'étonner que la Lune tourne autour de la Terre et non autour du Soleil. Ce paradoxe n'est en fait qu'apparent, l'application correcte des lois de la dynamique montre que le Soleil attire la Terre en même temps qu'il attire la Lune. On doit comparer la force d'attraction de la Terre sur la Lune avec la *différence* des forces

d'attraction du Soleil sur la Lune et du Soleil sur la Terre pour étudier la stabilité de la Lune. Plus généralement, on met en évidence une sphère, appelée sphère d'influence, à l'extérieur de laquelle un satellite ne peut pas exister en raison des perturbations d'un troisième corps et à l'intérieur de laquelle il est stable. La Lune serait « arrachée » par le Soleil et ne serait plus en orbite autour de la Terre si elle était à 1,7 millions de kilomètres de la Terre, soit environ 4 fois sa distance actuelle (voir encadré page suivante).

Rayon de l'orbite synchrone (R_s)

Un satellite en trajectoire uniforme (donc circulaire) autour d'une planète est sur son orbite synchrone (ou encore géostationnaire) s'il est toujours à la verticale du même point sur la planète.



La trajectoire circulaire du satellite est donc nécessairement dans le plan équatorial de la planète et $\omega = \omega_p$ vitesse angulaire propre de la planète soit

$$\sqrt{\frac{GM}{R_s^3}} = \omega_p = \frac{2\pi}{T_p}$$

où

$$R_s = \left(\frac{GMT_p^2}{4\pi^2} \right)^{1/3}$$

(qui correspond à la troisième loi de Kepler).

Pour la Terre, $R_s = 36\,000$ km, rayon de l'orbite des satellites géostationnaires.

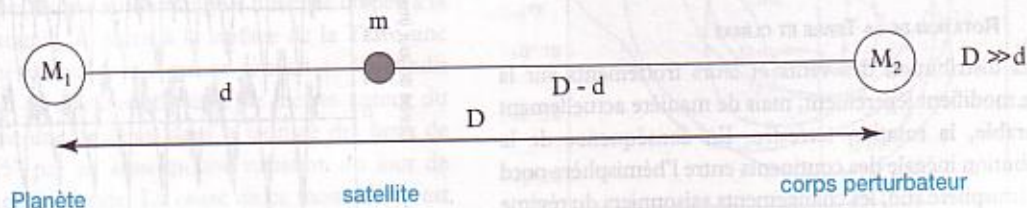
Sphère d'influence ou limite de stabilité (R_l)

Il ne s'agit plus de stabilité interne mais de stabilité orbitale. La limite d'instabilité est la distance R_l (rayon de la sphère d'influence) au-delà de laquelle un satellite quitte sa planète sous l'effet de la perturbation d'un troisième corps (Soleil, planète, etc.).

Le perturbateur de masse M_2 crée une accélération différentielle sur le système Planète-Satellite

$$\frac{GM_2}{(D-d)^2} - \frac{GM_2}{D^2} = 2 \frac{GM_2 d}{D^3}$$

Il y a rupture du système si cette accélération est supérieure à l'accélération gravitationnelle créée par la planète sur le satellite, soit GM_1/d^2 .



La limite d'instabilité est alors

$$R_l = \left(\frac{M_1}{2M_2} \right)^{1/3} D$$

Pour le système Terre-Lune perturbé par le Soleil, on trouve $R_l = 1,7 \cdot 10^6$ km.

Ce problème a de nombreuses applications. Ainsi certaines comètes dont l'aphélie est à grande distance du Soleil peuvent s'évader du système solaire sous l'effet des perturbations des étoiles proches.

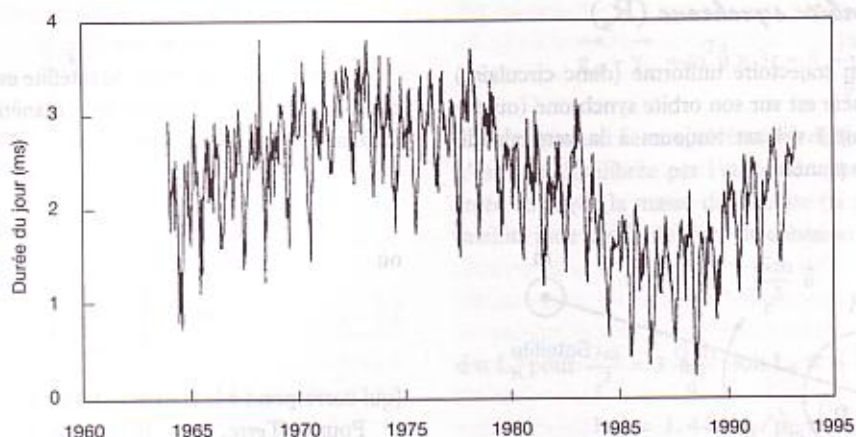


FIGURE 1.43. VARIATIONS DE LA DURÉE DU JOUR ENTRE 1963 ET 1993 (DOCUMENT G.R.G.S. / C.N.E.S.).

6.6 LA ROTATION DE LA TERRE

La Terre a acquis sa rotation lors de sa formation il y a 4,56 milliards d'années. La période initiale de rotation, d'une dizaine d'heures, résulte de toutes les collisions entre les planétésimaux qui ont formé la Terre. Lors de chaque collision, une partie de la quantité de mouvement échangée a contribué à la rotation sur lui-même de l'embryon qu'était la proto-Terre. Les effets de marée ont conduit, de nos jours, à une période de rotation de 24 heures.

Le freinage dû aux marées n'est pas le seul phénomène qui affecte la rotation de la Terre. Les horloges atomiques mises au point dans les années 1950 ont permis de montrer que la durée du jour varie d'une milliseconde chaque année. De plus, l'axe de rotation de la Terre oscille à la surface terrestre. L'analyse des orbites des satellites artificiels munis de réflecteurs laser a permis de déterminer les perturbations causées par la rotation de la Terre et donc de mesurer les irrégularités de cette rotation. On observe d'une part des changements saisonniers de l'ordre de la milliseconde et d'autre part des irrégularités à plus long terme de l'ordre de 4 à 5 millisecondes sur 20 ans (fig. 1.43).

6.6.1 ROTATION DE LA TERRE ET CLIMAT

La distribution des vents et leurs frottements sur la Terre modifient légèrement, mais de manière actuellement mesurable, la rotation terrestre. En conséquence de la distribution inégale des continents entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud, les changements saisonniers du régime des vents et de la position des masses d'air ne sont pas symétriques. On observe que la rotation de la Terre est ralentie en hiver (pour l'hémisphère nord) et accélérée en été.

On observe des fluctuations de la période de rotation de la Terre d'origine météorologique sur des échelles de temps plus courtes de l'ordre de deux mois. Sur une échelle de temps plus longue, on a mis en évidence des irrégularités de la rotation terrestre dues à un phénomène récurrent, appelé *El Niño* qui perturbe à grande échelle les eaux de l'Océan Pacifique équatorial. Ce phénomène intervient tous les 2 et 6 ans et commence par un affaiblissement des vents alizés dans l'ouest du Pacifique. Le mouvement des eaux superficielles chaudes est alors inversé et, au lieu de se diriger vers l'ouest, elles sont repoussées vers les côtes d'Amérique du Sud, ce qui perturbe les conditions de pêche au large du Pérou. Les vents troposphériques et la pression à la surface des zones équatoriales sont profondément modifiés par ce phénomène (cf. p. 288). Cet événement climatique majeur est associé à des variations de même période de la vitesse de rotation de la Terre. La corrélation est parfaite (fig. 1.44).

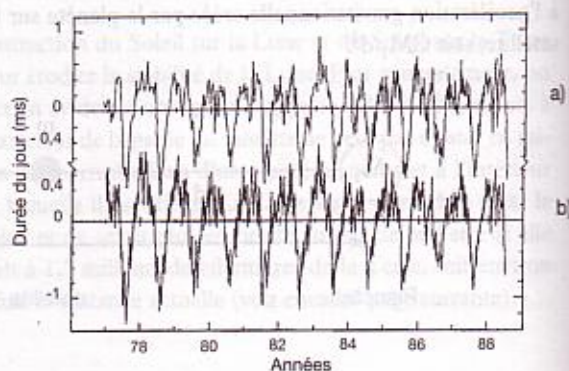


FIGURE 1.44. FLUCTUATIONS SAISONNIÈRES DE LA DURÉE DU JOUR a) ET DU MOMENT CINÉTIQUE DE L'ATMOSPHÈRE b).

(D'après Hide et Dickey, 1991)

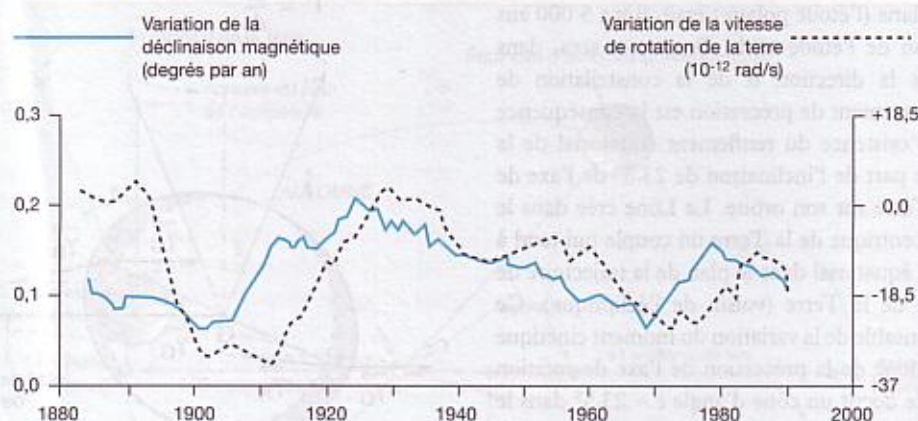


FIGURE 1.45. VARIATIONS DE LA PÉRIODE DE ROTATION DE LA TERRE ENTRE 1880 ET 1990. (D'après Le Mouél et al., 1992).

6.6.2 IRRÉGULARITÉS À LONG TERME DE LA ROTATION TERRESTRE

Des mesures de la période de rotation de la Terre sont disponibles depuis 1850. Jusqu'en 1970, ces mesures étaient faites à partir d'observations astronomiques. Depuis, les satellites artificiels ont permis d'atteindre une précision supérieure à la milliseconde et de mettre en évidence des phénomènes nouveaux. Entre 1870 et 1910, la durée du jour a augmenté régulièrement pour décroître jusqu'en 1940, augmenter jusqu'en 1980 et décroître à nouveau depuis. Il semble que ces fluctuations à long terme ont une origine interne. Comme le montre la figure 1.46, ces fluctuations paraissent remarquablement corrélées avec les variations du champ magnétique terrestre. Des échanges de moment cinétique entre le manteau terrestre et le noyau liquide, là où le champ magnétique est engendré, sont provoqués par des mouvements turbulents de convection et seraient responsables de ces variations de la rotation terrestre.

6.6.3 LE MOUVEMENT DU PÔLE

L'axe de rotation de la Terre est décalé de quelques mètres par rapport à l'axe d'inertie. En conséquence, le pôle de rotation tourne autour du pôle d'inertie un peu à la façon d'une toupie. Il décrit à la surface de la Terre une courbe proche d'une spirale qui se rétrécit et s'agrandit dans un rayon de quelques dizaines de mètres autour du pôle. Cela crée une variation dans la latitude des lieux de l'ordre de $0,5''$ par an ainsi qu'une variation du jour de l'ordre de la milliseconde. La cause de ce mouvement est encore mal comprise. Certains invoquent la déformation des océans pour expliquer l'amortissement et des redistributions de masses d'air dans l'atmosphère ou de matière dans les couches superficielles pour expliquer l'excitation.

Non seulement le pôle de rotation oscille autour du pôle d'inertie, mais, de plus, il dérive lentement vers le Groenland à une vitesse de 3,7 millisecondes d'arc par an (mouvement de Chandler). Certains lient cette dérive à la fonte des calottes glaciaires qui recouvraient l'Europe et l'Amérique du Nord il y a 20 000 ans (fig. 1.46).

6.6.4 LE MOUVEMENT DE LA TERRE DANS L'ESPACE

Depuis l'Antiquité, on sait que la position du pôle n'est pas fixe par rapport aux étoiles. L'axe de rotation terrestre décrit dans l'espace un cône d'environ $23,5^\circ$ d'ouverture (fig. 1.39) en 26 000 ans. Le pôle céleste, actuellement

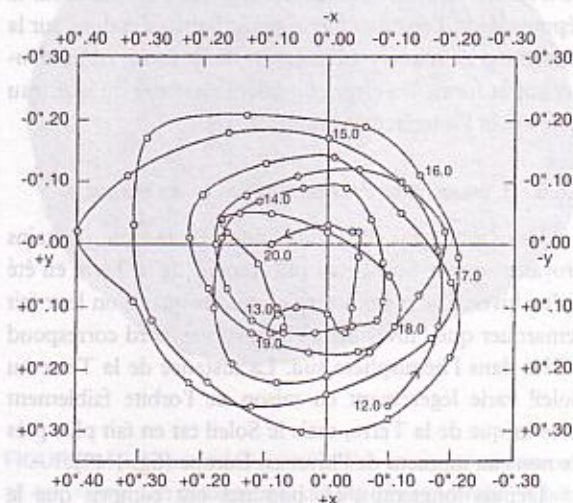


FIGURE 1.46. LA TRAJECTOIRE DU PÔLE DE ROTATION À LA SURFACE TERRESTRE ENTRE 1912 ET 1920.

proche de α Polaris (l'étoile polaire) était, il y a 5 000 ans dans la direction de l'étoile α du Dragon et sera, dans 5 000 ans, dans la direction α de la constellation de Céphée. Ce mouvement de précession est la conséquence d'une part de l'existence du renflement équatorial de la Terre et d'autre part de l'inclinaison de $23,5^\circ$ de l'axe de rotation de la Terre sur son orbite. La Lune crée dans le référentiel barycentrique de la Terre un couple qui tend à ramener le plan équatorial dans le plan de la trajectoire de la Lune autour de la Terre (voisin de l'écliptique). Ce couple est responsable de la variation du moment cinétique de la Terre et donc de la précession de l'axe de rotation (fig. 1.47). L'axe décrit un cône d'angle $\varepsilon = 23,5^\circ$ dans le sens rétrograde de période 26 000 ans. Le Soleil crée un effet semblable mais moins important.

En plus de la précession, l'axe de rotation subit un mouvement de nutation dû à la variabilité du couple exercé sur le renflement équatorial. Périodiquement, le Soleil et la Lune se trouvent au-dessus, ou en dessous, du plan de l'équateur terrestre. Il y a donc des variations régulières dans le couple exercé sur le renflement. Ces variations amènent l'axe de rotation à décrire un mouvement elliptique, de demi grand axe $9'',2$ dirigé vers le pôle de l'écliptique, de demi petit axe $6'',8$, de période 18,6 ans. Le mouvement résultant de l'axe de rotation est la superposition de la précession et de la nutation. Le pôle décrit un cercle dentelé (fig. 1.48) où les dentelures sont très petites par rapport au rayon du cercle

$$\left(\frac{9,2''}{23,5^\circ} \approx 10^{-4} \right)$$

L'étude détaillée de ces mouvements de précession et de nutation nous donne des informations précieuses sur la réponse de la Terre aux forces perturbatrices et donc sur la répartition de matière à l'intérieur de la Terre, en particulier sur la forme du noyau liquide, l'élasticité du manteau terrestre et l'interface noyau-manteau.

6.6.5 L'OBLIQUITÉ DE L'AXE DE ROTATION ET LES SAISONS

Des sondages d'opinion ont révélé que certains croyaient que le Soleil était plus proche de la Terre en été qu'en hiver. Les mêmes sont perplexes quand on leur fait remarquer que l'hiver dans l'hémisphère nord correspond à l'été dans l'hémisphère sud. La distance de la Terre au Soleil varie légèrement en raison de l'orbite faiblement excentrique de la Terre, mais le Soleil est en fait plus près de nous au moment de l'hiver en Europe (fig. 1.49).

Depuis longtemps, les hommes ont compris que le déroulement des saisons aux latitudes intermédiaires est le résultat de l'inclinaison de $23,5^\circ$ de l'axe de rotation de la Terre sur son orbite. Durant l'hiver dans l'hémisphère

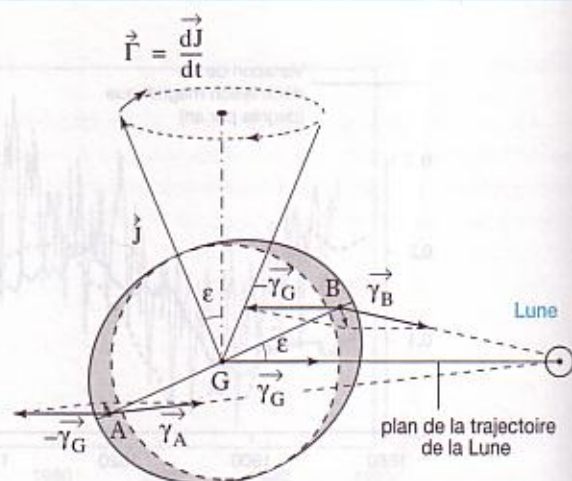


FIGURE 1.47. LA MOUVEMENT DE PRÉCESSION DE L'AXE DE ROTATION DE LA TERRE DANS L'ESPACE. Les forces exercées dans le repère barycentrique sur les renflements équatoriaux créent un couple $\vec{\Gamma}$, normal au moment cinétique terrestre $\vec{J}$.

$\vec{\Gamma} = \frac{d\vec{J}}{dt}$ fait tourner $\vec{J}$ dans le sens rétrograde.

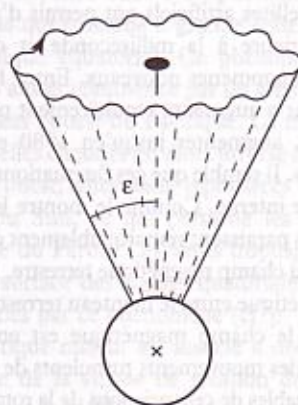


FIGURE 1.48. SUPERPOSITION DE LA PRÉCESSION ET DE LA NUTATION. Les dentelures de la nutation ont été très exagérées.

nord, le Soleil est bas sur l'horizon tandis que l'été règne dans l'hémisphère sud où le Soleil est haut sur l'horizon. La même quantité d'énergie chauffe une surface beaucoup plus petite en été qu'en hiver (fig. 1.49, p. 61 et fig. 7.3, p. 248). On voit donc que le contraste entre les saisons est d'autant plus grand que l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre est plus grande. Toute variation même faible de l'obliquité de la Terre aurait des conséquences immédiates sur le climat, d'où l'importance des mesures précises des mouvements de la Terre.

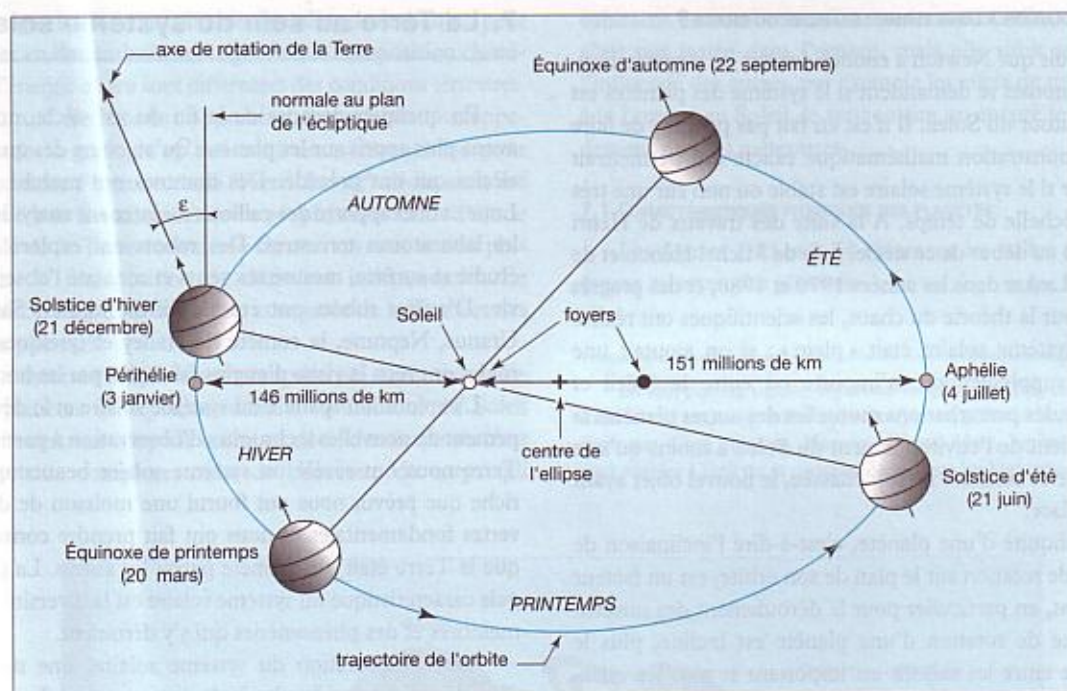


FIGURE 1.49. LES SAISONS, SOLSTICES ET ÉQUINOXES. Aux équinoxes, l'axe de rotation de la Terre et la droite Soleil-Terre sont perpendiculaires. Aux solstices, le plan formé par l'axe et la droite est perpendiculaire au plan de l'écliptique.

6.7 LE CHAMP DE GRAVITÉ TERRESTRE ET LA FORME DE LA TERRE

Si la Terre était un point matériel ou une sphère parfaite, les satellites artificiels suivraient une orbite parfaitement képlérienne, c'est-à-dire une ellipse dont l'un des foyers serait au centre de la Terre. Les premières mesures du rayon terrestre ont révélé au XVIII^e siècle que la Terre était aplatie. Cet aplatissement résulte de la rotation rapide de la Terre sur elle-même. On retrouve ce phénomène dans le système solaire. Les planètes Jupiter et Saturne qui tournent sur elles-mêmes en environ 10 heures sont très aplaties alors que le Soleil ou Mercure qui ont une rotation lente sont sphériques. La différence relative des rayons équatorial et polaire de la Terre est de $1/298,25$, ce qui correspond à un écart de 21 kilomètres entre la distance des pôles et de l'équateur au centre de la Terre.

En mesurant le temps d'aller et retour d'un signal laser entre la Terre et un satellite artificiel, on peut mesurer de nos jours la distance entre l'observateur et le satellite avec une précision de 1 centimètre et connaître avec une grande précision l'orbite du satellite. Les écarts à l'orbite képlérienne idéale révèlent la répartition des masses à l'intérieur de la Terre, le champ de gravité terrestre et la forme de la Terre (fig. 1.50). La recherche spatiale est devenue un outil puissant de connaissance de l'intérieur de la Terre.



FIGURE 1.50. FORME THÉORIQUE DU GÉOÏDE TERRESTRE EN L'ABSENCE DE CONTINENTS. Les déformations ont été très exagérées : aplatissement des pôles, bourrelet équatorial, creux et bosses. (Pour la forme en présence des continents, voir cahier couleur, p. XII).

(Document aimablement communiqué par A. Cazenave, GRGS)

6.8 L'ÉVOLUTION À LONG TERME : STABILITÉ OU CHAOS ?

Depuis que Newton a énoncé des lois de la gravitation, les astronomes se demandent si le système des planètes est stable autour du Soleil. Il n'est en fait pas possible de faire une démonstration mathématique exacte qui permettrait de savoir si le système solaire est stable ou non sur une très grande échelle de temps. À la suite des travaux de Henri Poincaré au début de ce siècle, puis de Michel Hénon et de Jacques Laskar dans les années 1970 et 1980, et des progrès récents sur la théorie du chaos, les scientifiques ont réalisé que le système solaire était « plein » : si on ajoutait une planète supplémentaire n'importe où entre le Soleil et Neptune, les perturbations mutuelles des autres planètes la chasseraient de l'environnement du Soleil à moins qu'une des planètes connues ne soit chassée, le nouvel objet ayant pris sa place.

L'obliquité d'une planète, c'est-à-dire l'inclinaison de son axe de rotation sur le plan de son orbite, est un facteur important, en particulier pour le déroulement des saisons. Plus l'axe de rotation d'une planète est incliné, plus le contraste entre les saisons est important et plus les variations de température sont importantes. Si la Terre n'avait pas possédé un satellite, son axe de rotation aurait pu varier considérablement au cours de son histoire, prenant toutes les valeurs entre 0° et 90° (fig. 1.51). La présence de la Lune semble avoir stabilisé l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, évitant à la température de l'atmosphère d'atteindre des valeurs trop extrêmes. Si la Lune n'avait pas été là, la vie n'aurait peut-être pas pu se développer « harmonieusement » et vous n'auriez pas le plaisir de lire ces quelques pages...

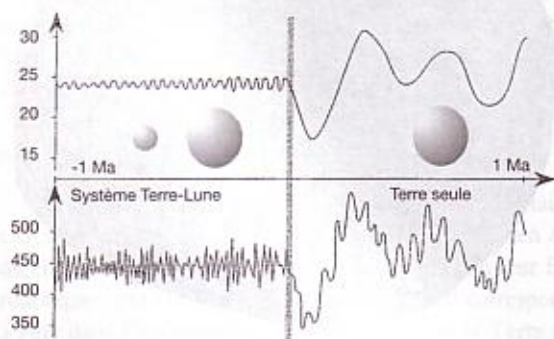


FIGURE 1.51. VARIABILITÉ DE L'OBLIQUITÉ DE L'ÉCLIPTIQUE ϵ (EN $^\circ$) ET DE L'ENSOLEILLEMENT MOYEN (EN W.m^{-2}) DE LA TERRE, AU SEIN DU SYSTÈME TERRE-LUNE, ET SEULE.

(D'après Laskar, 1993)

7. La Terre au sein du système solaire

En quelques décades de la fin du xx^{e} siècle, nous en avons plus appris sur les planètes qu'au cours des quarante siècles qui ont précédé. Des hommes ont marché sur la Lune et ont rapporté des cailloux maintenant analysés dans les laboratoires terrestres. Des robots ont exploré Mars, étudié sa surface, mesuré ses vents et constaté l'absence de vie. D'autres robots ont étudié Vénus, Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune, la comète de Halley et quelques astéroïdes ont reçu la visite d'engins fabriqués par les hommes.

L'exploration spatiale du système solaire et le développement de nouvelles techniques d'observation à partir de la Terre nous ont révélé un système solaire beaucoup plus riche que prévu, nous ont fourni une moisson de découvertes fondamentales et nous ont fait prendre conscience que la Terre était une planète parmi les autres. La principale caractéristique du système solaire est la diversité de ses membres et des phénomènes qui s'y déroulent.

Avec l'exploration du système solaire, une nouvelle discipline est née : la planétologie comparée. Les autres planètes et satellites ont beaucoup à nous apprendre sur la Terre de la même manière que l'étude de la Terre doit nous permettre de mieux comprendre les autres corps du système solaire. Le physicien, dans son laboratoire, peut à loisir chauffer, refroidir, manipuler le corps étudié. Il peut changer la composition chimique, faire des expériences. L'astrophysicien et le géophysicien ne peuvent évidemment pas faire de telles expériences pour mieux comprendre la Terre. Mais comparer la Terre avec des corps plus gros ou plus petits, plus chauds ou plus froids, plus ou moins denses, de composition différente... devrait nous permettre de comprendre le rôle de chacun des paramètres physiques. On peut à titre d'exemple citer la comparaison des atmosphères de la Terre, de Vénus et de Titan et des volcans du système solaire.

L'atmosphère de Titan, comme celle de la Terre, est composée essentiellement d'azote et la pression au sol est la même que sur Terre. Par contre, elle est beaucoup plus froide, d'environ 220°C de moins. Elle devrait être étudiée en détail par la mission Cassini-Huygens dont l'arrivée est prévue en 2004. Vénus, de son côté, a à peu près la même masse et la même taille que la Terre, mais elle tourne moins vite et ne possède pas d'eau liquide à sa surface, la météorologie y est donc plus facile que sur Terre.

L'exploration du système solaire a révélé la présence de nombreux volcans. Ceux de Mars sont plus gros que les volcans terrestres, ceux d'Io sont plus actifs. Ceux de Vénus présentent une grande diversité et ceux de Triton semblent bien singuliers. Le volcanisme terrestre devient

un cas particulier d'un phénomène plus général qu'on peut étudier en des endroits où la gravité, la composition chimique, l'énergie en jeu sont différentes des conditions terrestres.

Le XIX^e siècle nous a apporté un formidable développement de la géologie et des contraintes essentielles pour comprendre l'histoire de la Terre. Le XX^e siècle aura été marqué par la naissance de la géophysique et de l'étude globale de la Terre considérée comme un tout et non plus comme la juxtaposition de domaines indépendants. Le XXI^e siècle sera celui de l'étude comparée de la Terre et des autres planètes.

Le système solaire ne se compose pas uniquement de neuf planètes se déplaçant dans le vide autour du Soleil comme certains ont pu le croire au siècle dernier, mais c'est un système complexe, riche de beaucoup de corps qui

subissent de nombreuses interactions mutuelles. La Terre n'est pas isolée dans l'espace, mais elle subit sans cesse l'influence des autres, par exemple les effets de marées dus à la Lune et au Soleil, le vent solaire ou encore le bombardement par des météorites.

7.1 CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES PLANÈTES

Les figures 1.53 et 1.54 résument les tailles et les distances relatives des planètes.

Le mot planète signifie vagabond en grec. En effet, ces corps ont dans le ciel un mouvement apparent par rapport aux étoiles qui les distingue. Cinq planètes, Mercure, Vénus, Mars, Jupiter et Saturne sont visibles à l'œil nu et connues depuis que les hommes ont regardé

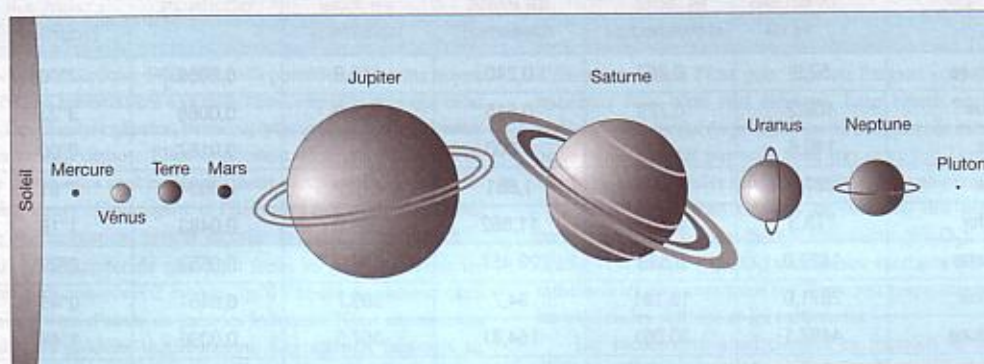


FIGURE 1.52. TAILLES RELATIVES DES PLANÈTES

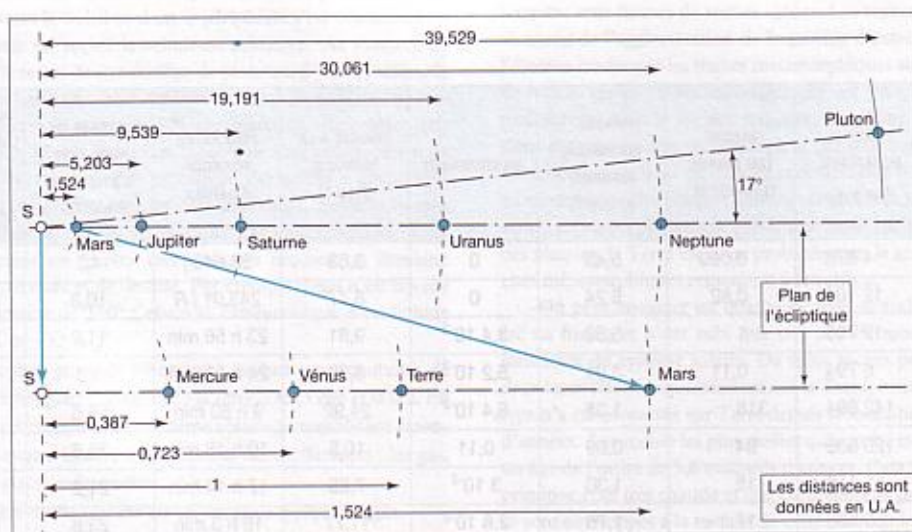


FIGURE 1.53. DISTANCES RELATIVES DES PLANÈTES. À l'exception de Pluton, toutes les planètes se déplacent sur une orbite pratiquement circulaire de l'écliptique. 1 U.A. = 150 millions de kilomètres.

le ciel. Uranus a été découverte au XVIII^e siècle, Neptune au XIX^e siècle et Pluton au XX^e siècle. Sept d'entre elles ont déjà été explorées par au moins une sonde spatiale entre 1970 et 1989. Seule Pluton ne sera approchée qu'au XXI^e siècle. La distance Terre-Soleil, égale à 150 millions de kilomètres, est souvent prise pour unité de longueur dans le système solaire. La plus grosse planète, Jupiter, est située cinq fois plus loin. Jusqu'à la fin de ce siècle, la plus lointaine est Neptune qui est située à 31 unités astronomiques du Soleil. Pluton se déplace sur une orbite excentrique et inclinée de 17° par rapport à l'équateur du Soleil. Sa distance au Soleil varie entre 20 et 40 unités astronomiques. À l'exception de Pluton, toutes les planètes se déplacent sur une orbite quasi-circulaire dans le plan de l'équateur du Soleil ou dans son voisinage immédiat. Ce plan est appelé plan de l'écliptique.

Les principales caractéristiques orbitales et physiques des neuf planètes sont rassemblées respectivement dans les tableaux 1.6 et 1.7.

Comme pour une étoile, les propriétés d'une planète et son évolution dépendent essentiellement de sa masse. D'autres paramètres tels que la densité ou la composition chimique jouent aussi un rôle, mais à un degré moindre. Les différences entre les planètes s'expliquent essentiellement par leurs masses différentes. La masse détermine les conditions physiques au centre et donc le flux de chaleur dégagé. L'évolution et l'état des couches extérieures dépend bien entendu de ce flux de chaleur. Un corps comme la Terre possède une surface qui est géologiquement active. Tout cratère formé par l'impact d'un gros corps est effacé par l'érosion. Par contre, Mercure a actuellement une surface inactive qui subit un bombardement constant et les cratères s'accumulent avec le temps.

La mesure de la densité permet d'obtenir d'excellentes informations sur la composition chimique avant même de se livrer à une analyse spectroscopique détaillée ou de se rendre sur place grâce aux

NOM	DISTANCE MOYENNE AU SOLEIL		PÉRIODE SIDÉRALE (EN ANNÉES TERRESTRES)	PÉRIODE SYNODIQUE (EN JOURS TERRESTRES)	EXCENTRICITÉ	INCLINAISON DE L'ORBITE SUR L'ÉCLIPTIQUE
	EN MILLIONS DE KM	EN UNITÉS ASTRONOMIQUES				
Mercure	57,9	0,387	0,240	115,9	0,2056	7°00'
Vénus	108,2	0,723	0,615	583,9	0,0068	3°23'
Terre	149,6	1	1,000	—	0,0167	0°00'
Mars	227,9	1,524	1,881	779,9	0,0934	1°51'
Jupiter	778,3	5,203	11,862	398,9	0,0483	1°18'
Saturne	1427,0	9,539	29,457	378,1	0,0553	2°29'
Uranus	2871,0	19,191	84,7	369,7	0,0461	0°48'
Neptune	4497,1	30,061	164,81	367,5	0,0096	1°46'
Pluton	5913,5	39,529	248,53	336,5	0,2484	17°09'

TABLEAU 1.6. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES ORBITALES DES PLANÈTES. Pour la définition de la période synodique, voir fiche p. 77.

NOM	DIAMÈTRE ÉQUATORIAL (en km)	MASSE (EN MASSE TERRESTRE)	MASSE VOLUMIQUE MOYENNE (g.cm ⁻³)	APLATISSEMENT	GRAVITÉ À LA SURFACE (m.s ⁻²)	PÉRIODE DE ROTATION SIDÉRALE	VITESSE DE LIBÉRATION À L'ÉQUATEUR (en km.s ⁻¹)	INCLINAISON DE L'ÉQUATEUR SUR LE PLAN DE L'ORBITE (en degrés)
Mercure	4 878	0,099	5,43	0	3,63	58,646 j	4,3	0,0
Vénus	12 104	0,82	5,24	0	8,77	243,01 j R	10,3	177,3
Terre	12 796	1	5,52	3,4 10 ⁻³	9,81	23 h 56 min	11,2	23,45
Mars	6 794	0,11	3,94	5,2 10 ⁻³	3,72	24 h 37 min	5,0	25,19
Jupiter	142 894	318	1,33	6,4 10 ⁻²	24,92	9 h 50 min	59,5	3,12
Saturne	120 536	94	0,69	0,11	10,5	10 h 40 min	35,6	26,73
Uranus	51 118	15	1,30	3 10 ⁻²	7,85	17 h 14 min	21,2	97,86
Neptune	50 538	17	1,76	2,6 10 ⁻²	11,77	16 h 3 min	23,6	29,56
Pluton	2 324	0,002	2,2	?	0,10	6 j 9 h 17 min	5,3	120

TABLEAU 1.7. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES PLANÈTES. La masse terrestre est $m_{\oplus} = 5,976 \cdot 10^{24}$ kg. R : rétrograde.

sondes spatiales. La masse d'une planète est mesurée avec beaucoup de précision en observant le mouvement de ses satellites naturels ou artificiels et en appliquant les lois de Kepler. Connaissant sa distance à la Terre et mesurant son diamètre apparent, on calcule aisément la taille d'un corps céleste. En divisant la première quantité par la seconde, on obtient la densité. Par exemple, on peut s'attendre à ce qu'une planète comme la Terre soit au moins aussi dense que les roches que l'on trouve à sa surface. En fait, la densité de notre planète est pratiquement deux fois plus grande et ceci pour deux raisons : d'une part, le noyau central de la Terre est composé de fer et de nickel, beaucoup plus denses que les roches et d'autre part ces métaux sont très fortement comprimés par le poids des couches situées au dessus. En conséquence, la densité moyenne de la Terre est de 5,52. On peut s'attendre à ce qu'une planète de même composition, mais moins massive soit moins comprimée au centre et donc moins dense. L'inverse sera vrai pour une planète plus massive. Tout comportement différent témoigne de compositions chimiques différentes.

On peut distinguer quatre catégories de corps : les planètes terrestres dites telluriques, les planètes géantes, Pluton et les satellites, les petits corps (astéroïdes et comètes). La planète Mars, plus petite que la Terre, a une partie centrale moins comprimée et donc une densité moindre. Par contre, la planète Mercure, aussi dense que la Terre, a une composition chimique différente : elle possède un énorme noyau de fer et de nickel, relativement à sa taille beaucoup plus gros que celui de la Terre. Les planètes géantes, beaucoup plus grosses que les planètes terrestres, sont moins denses. Elles ne peuvent donc pas être faites de roches et de métal, elles sont essentiellement composées des deux éléments les plus légers : l'hydrogène et l'hélium. Leur composition est, en première approximation, proche de celle du Soleil et des étoiles.

On peut se demander de quoi sont faites les planètes. Tous les corps célestes sont composés d'atomes, qu'il s'agisse de cailloux dans le système solaire ou d'amas de galaxies lointains. Nous connaissons 92 types d'atomes produits naturellement. Ces atomes, fabriqués au sein des étoiles, sont tous composés de noyaux entourés d'un cortège d'électrons.

Les scientifiques s'accordent pour penser que notre système solaire s'est formé à partir d'un immense nuage de gaz et de poussières dont le centre est devenu le Soleil et dont la périphérie s'est condensée en planètes. Ce nuage est appelé la nébuleuse primitive. Au moment de la naissance du Soleil et de son cortège de planètes, il y a 4,5 milliards d'années, la nébuleuse primitive contenait essentiellement de l'hydrogène et de l'hélium et environ 1 % du matériau disponible était composé d'atomes plus lourds. Ces atomes se sont rassemblés sous forme de molécules (l'eau, le gaz carbonique, l'alcool ou le quartz sont des exemples de molécules qui nous sont familières). Selon la température et la pression, ces molécules sont à l'état solide, liquide ou gazeux. L'état liquide est le plus rare puisqu'il requiert un domaine restreint de température et de densité. Par exemple, l'eau n'est liquide que dans un domaine de 100° Celsius et l'ammoniaque n'est liquide qu'entre - 78 °C et - 33 °C.

Les philosophes grecs de l'Antiquité avaient pour coutume de diviser la matière en quatre catégories : la terre, l'air, l'eau et le feu. En fait les atomes qui composent le système solaire se regroupent essentiellement sous quatre formes communes et bien différentes : les gaz, les plasmas, les glaces et les roches.

L'atmosphère d'une planète est un exemple typique de gaz.

Un plasma est un gaz dans lequel les atomes et les molécules ont perdu des électrons. On dit qu'il est ionisé. Il interagit avec le champ électrique et le champ magnétique environnant et avec d'autres plasmas. L'environnement de la Terre appelé la magnétosphère est un plasma.

Il en est de même de la queue d'une comète. Le Soleil expulse en permanence des atomes, des particules électrisées, des électrons, des noyaux d'atomes. Tout ceci constitue un plasma dans lequel baignent les planètes qui tournent autour du Soleil. On peut considérer que le milieu interplanétaire est un plasma.

Les glaces sont très fréquentes dans le système solaire surtout dans la partie extérieure là où il fait le plus froid. Les satellites des planètes géantes (par exemple Europe autour de Jupiter, Encelade autour de Saturne ou encore Triton autour de Neptune) ainsi que les noyaux de comètes ou les particules des anneaux de Saturne sont couverts de glaces. On retrouve à la surface de ces corps non seulement de la glace d'eau mais aussi des glaces d'autres éléments volatils. Les quatre formes de glaces les plus fréquentes aux confins du système solaire sont la glace d'eau (H_2O), d'ammoniaque (NH_3), de méthane (CH_4) et de dioxyde de carbone (CO_2). Nous sommes familiers sur Terre avec différentes formes de glaces d'eau : neige, givre, grêle, lacs gelés, banquise, icebergs...

Les roches sont des composés formés de minéraux. L'élément silicium joue un rôle important. La principale différence entre une roche et un minéral est son homogénéité. Un minéral est formé d'une seule substance tandis qu'une roche peut être faite de plusieurs minéraux. Les transformations ont été si nombreuses sur Terre que très peu d'éléments sont à l'état pur. L'or ou l'argent sont des exemples de minéraux faits d'un seul élément. Leur rareté en fait le prix. Le carbone, sous forme de graphite ou de diamant, de même que le soufre ou le cuivre à l'état pur sont aussi très rares sur Terre. Les minéraux composés de molécules simples sont beaucoup plus communs.

Les roches sont classées en fonction des minéraux qu'elles contiennent. Le quartz (SiO_2), l'hématite (Fe_2O_3), la pyrite de fer (FeS_2) et la calcite ($CaCO_3$) sont quatre exemples des quatre types de minéraux les plus communs sur Terre soit respectivement les silicates, les oxydes, les sulfures et les carbonates.

Les roches sont aussi classées en fonction de leur origine. On distingue alors trois grandes catégories : les roches ignées, les roches sédimentaires et les roches métamorphiques. Les premières sont obtenues directement par refroidissement d'un magma en fusion comme les roches ramassées sur les pentes d'un volcan. Deux tiers de la croûte terrestre sont formés de roches ignées. Les roches sédimentaires proviennent de l'agglomération de fragments d'autres roches cassées par l'érosion tandis que les roches métamorphiques sont produites à partir de roches ignées ou sédimentaires qui ont été enfouies à de grandes profondeurs sous la surface terrestre, modifiées par les hautes pressions et températures rencontrées, et qui sont remontées à la surface. Ce processus cyclique de montée et de descente des roches correspond au mouvement des plaques continentales terrestres. À notre connaissance, les autres planètes ne présentent pas actuellement de tectonique des plaques, la Terre est donc probablement le seul endroit où des roches métamorphiques remontent à la surface.

On peut imaginer un quatrième type de roches qui n'ont jamais été en fusion et n'ont subi que très peu de modifications depuis la formation du système solaire. De telles roches primitives se trouvent dans les météorites qui tombent sur la Terre, mais aucune roche de ce type n'a été conservée sur Terre depuis sa formation il y a 4,5 milliards d'années. Les roches les plus vieilles qui ont été trouvées sur Terre ont un âge de l'ordre de 3,8 milliards d'années. Cela indique que la Terre primitive était très chaude et que de nombreux processus géologiques se sont développés à la surface de cette Terre grâce à l'énergie thermique disponible. À l'exception des météorites qui viennent d'ailleurs et dont seulement quelques milliers ont été retrouvées à la surface de la Terre, les roches qui se trouvent sur Terre sont le résultat d'une succession de transformations. Grâce à une activité géologique et à

une érosion intense, le premier milliard d'années de notre histoire géologique a été effacé sur Terre. Pour sonder cette période, nous devons nous rendre en d'autres endroits comme la Lune, Mars ou encore les astéroïdes, là où les conditions initiales ont été beaucoup moins altérées.

7.2 PLANÈTES TELLURIQUES ET PLANÈTES GÉANTES

On peut distinguer deux catégories de planètes : les planètes terrestres dites intérieures ou telluriques (Mercure, Vénus, la Terre et Mars) et les planètes géantes dites extérieures (Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune) (photos cahier couleur p. II et III).

Cette répartition entre planètes telluriques et planètes géantes est simple à expliquer. À une température donnée, la vitesse d'agitation des atomes et des molécules est d'autant plus faible que ces particules sont plus massives. Les éléments les plus légers comme l'hydrogène et l'hélium sont animés de mouvements d'agitation d'autant plus rapides que la température est plus élevée. Quand on s'approche du Soleil, la température augmente et les éléments légers peuvent atteindre des vitesses supérieures à la vitesse d'évasion (voir ci-dessus p. 52).

Près du Soleil, là où il fait chaud (quelques centaines de Kelvin), l'hydrogène et l'hélium se sont évadés avant même que les planètes n'aient été formées et les planètes se sont donc agglomérées à partir de matériau sans hydrogène ni hélium. Par contre, loin du Soleil, il fait plus froid (de 30 à 120 Kelvin), la composition des planètes est proche de celle de la nébuleuse primitive qui est l'ancêtre commun du Soleil et des planètes. L'hydrogène et l'hélium qui sont les éléments les plus abondants dans l'Univers dominant.

Les planètes telluriques étaient donc initialement déficientes en hydrogène et en hélium, elles ont été formées à partir d'éléments plus lourds tels que le silicium, le carbone, l'aluminium, le calcium, le magnésium, le fer et d'autres qui, combinés avec l'oxygène, forment les minéraux et les roches. On comprend donc bien pourquoi la composition des planètes géantes et telluriques est si différente. On comprend aussi pourquoi la Terre est tellement moins massive que Jupiter puisque 99 % de la matière de l'Univers est composée d'hydrogène et d'hélium et puisque les planètes telluriques ont été formées à partir de résidus de la nébuleuse primitive quand 99 % de la matière est partie.

7.2.1 LES PLANÈTES TELLURIQUES

Les planètes telluriques sont relativement proches du Soleil et relativement petites. La plus grosse d'entre elles, la Terre, a un rayon de 6 378 kilomètres, elle est dix fois plus petite que Jupiter et plus de cent fois plus petite que le Soleil. Ces planètes terrestres ont toutes une

croûte solide à la surface et contiennent des roches. Elles ne possèdent pas d'anneaux. Elles ne possèdent pratiquement pas de satellites (zéro pour Mercure et Vénus, un pour la Terre et deux pour Mars). Elles ne contiennent pratiquement pas d'hydrogène et d'hélium, elles sont assez denses (densité de près de 4 pour Mars et un peu plus de 5 pour les autres).

En dépit de leur composition chimique semblable, ces planètes sont très différentes les unes des autres. Contrairement à Vénus et à Mars, Mercure ne possède pas d'atmosphère. La Terre possède le champ magnétique le plus important. Mars et la Terre tournent sur elles-mêmes en une journée tandis que Mercure met deux mois et Vénus huit mois pour effectuer une rotation. La Terre est la seule à posséder de grandes quantités d'eau liquide, l'eau est actuellement présente sur Mars uniquement sous forme de glaces et de vapeur tandis que Vénus et Mercure en sont dépourvues.

La Terre présente quelques propriétés uniques dans le système solaire : la présence d'eau liquide, d'oxygène libre, de vie et une activité tectonique. Ceci est une conséquence directe de la taille de la Terre et de sa distance au Soleil. La Terre est assez grosse pour avoir retenu son eau et son air. Elle est à la bonne distance du Soleil pour qu'une température de l'ordre de -20°C à 40°C règne à sa surface. Les organismes vivants peuvent survivre et se développer à de telles températures. La Terre tournant sur une orbite quasi circulaire autour du Soleil, la température varie peu. Des fluctuations importantes de température détruiraient en effet l'équilibre délicat qui maintient la vie sur Terre. Pour nous, la Terre est vraiment le corps idéal placé au bon endroit au bon moment !

7.2.2 LES PLANÈTES GÉANTES

Les planètes géantes ou planètes extérieures sont éloignées du Soleil, de grande taille (Jupiter et Saturne ont plus de 60 000 kilomètres de rayon), de faible densité (0,7 pour Saturne et un peu plus de 1 pour les autres) et ce sont d'immenses boules de gaz dont la densité, la pression et la température augmentent quand on s'enfonce à l'intérieur. Elles ne possèdent pas de surface solide. La plus grosse d'entre

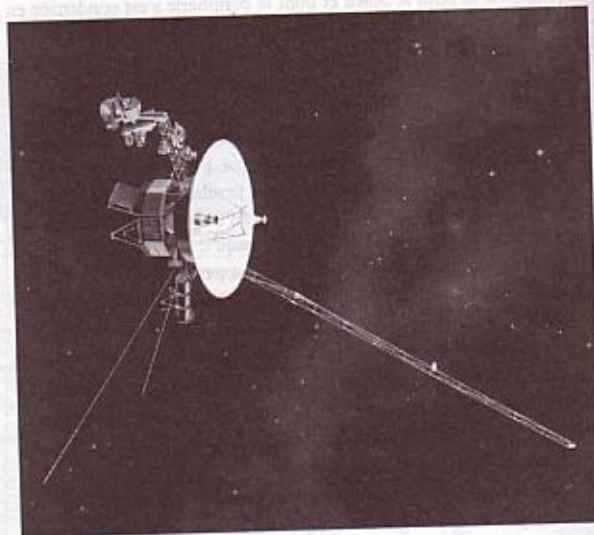


FIGURE 1.54. SONDE VOYAGER. (Cliché © NASA/JPL/Caltech)

elles, Jupiter, est mille fois moins massive que le Soleil et mille fois plus massive que la Terre. Situées entre 750 millions et 4,5 milliards de kilomètres du Soleil, ces planètes mettent de 12 à 165 ans pour effectuer une révolution autour du Soleil et tournent sur elles-mêmes en dix heures (pour Jupiter et Saturne) et en 17 heures (pour Uranus et Neptune). Pluton, la dernière planète non encore visitée, s'apparente, par ses caractéristiques physiques, à un satellite tel que Triton.

Les planètes géantes ont, en première approximation, une composition proche de celle du Soleil. Elles sont à 99 % composées d'hydrogène et d'hélium. Elles sont toutes entourées d'anneaux. Elles possèdent toutes un système complet de satellites : plus de soixante gravitent autour de ces planètes, près de trente ont été découverts au cours de ces quinze dernières années. Ces satellites sont des corps célestes à part entière, ils se distinguent par une grande diversité, ils possèdent chacun leur géologie propre et même quelquefois leur météorologie.

Entre 1979 et 1989, les sondes Voyager ont bouleversé notre connaissance des confins du système solaire. Cette aventure au cours de laquelle les sondes ont parcouru plus d'un million de kilomètres par jour restera comme un des grands moments de l'histoire humaine.

Les planètes géantes ont été formées loin du Soleil dans les parties les plus froides de la nébuleuse primitive. Contrairement aux planètes terrestres, elles ont conservé tous les gaz légers et toutes les glaces présentes initialement. Elles sont gazeuses : au fur et à mesure qu'on s'enfonce dans leur atmosphère, la pression et la température augmentent mais on ne rencontre à aucun moment de croûte solide comme pour les planètes terrestres. Ce sont plutôt les satellites des planètes géantes qui pourraient être comparés, par leur taille et leur structure, aux planètes terrestres. Les planètes géantes ont une composition assez semblable à celle du Soleil et de la nébuleuse primitive : elles sont composées à 99 % d'hydrogène et d'hélium.

Nous ne voyons que la couche supérieure de leur atmosphère qui présente pour les quatre planètes une structure en bandes parallèles. Ces bandes sont souvent séparées par des zones très turbulentes. Du point de vue chimique, on a détecté dans l'atmosphère de ces planètes du méthane, de l'ammoniac, du gaz carbonique, de l'acétylène, de la phosphine et beaucoup d'autres molécules plus ou moins complexes. Du point de vue dynamique, on observe des cyclones, des anticyclones, des tourbillons et des vents violents qui parcourent l'atmosphère de ces planètes. Des vents violents règnent sur ces planètes. Les plus violents soufflent à l'équateur de Saturne et sur Neptune. Les atmosphères de Jupiter et de Saturne tournent plus vite à l'équateur que dans les zones de latitude plus élevée. C'est l'inverse qui se produit dans le cas d'Uranus et de Neptune. Une des manifestations spectaculaires en est la « tache rouge » de Jupiter observée depuis plus de trois siècles : on sait maintenant que c'est un immense cyclone. De nombreuses autres taches semblables ont été observées sur Saturne et sur Neptune. Enfin de spectaculaires aurores polaires, des éclairs et des phénomènes lumineux illuminent les nuits de ces planètes.

L'analyse de la proportion relative d'hydrogène et d'hélium dans les planètes géantes se révèle essentielle pour des problèmes aussi fondamentaux que l'origine du système solaire et la théorie de l'expansion de l'Univers. L'hydrogène et l'hélium sont en effet des atomes simples présents dès les premiers instants de l'Univers (les atomes plus lourds ont été formés plus tardivement au sein des étoiles). Leur proportion relative nous donne donc des informations précieuses sur un passé reculé (plus de dix milliards d'années). Les mesures effectuées par les sondes Voyager nous contraignent de revoir de plus près un certain nombre de théories relatives aux débuts de l'Univers.

La structure interne des planètes géantes n'est connue qu'indirectement. La déviation de trajectoire des sondes Voyager au moment de leur survol des planètes nous donne des informations importantes sur l'intérieur de ces planètes. À l'aide de modèles mathématiques complexes, on en déduit que ces planètes possèdent en leur centre un noyau « rocheux » dont la masse est de l'ordre de quelques masses terrestres. Au-delà de ces noyaux, l'énorme pression des matériaux situés au-dessus comprime tellement l'hydrogène qu'il se retrouve au sein de Jupiter et de Saturne à l'état liquide et qu'il se comporte électriquement comme un métal (on l'appelle alors hydrogène métallique). Les courants qui circulent dans ces fluides métalliques engendrent des champs magnétiques importants. Uranus et Neptune possèdent elles aussi un champ magnétique important.

Par ailleurs, Jupiter, Saturne et Neptune rayonnent plus d'énergie qu'elles n'en reçoivent du Soleil. On comprend encore mal la cause de ce surplus d'énergie dans le cas de Neptune. Pour Jupiter, cette énergie est le résidu de la chaleur accumulée au moment de sa formation et qui n'a pas encore été totalement évacuée par l'énorme masse de la planète, un peu comme un radiateur éteint qui se refroidit lentement. Par contre, Saturne, plus petite que Jupiter, est déjà refroidie. Dans la zone de l'hydrogène métallique, la température est alors suffisamment basse pour que l'hélium ne soit plus miscible avec l'hydrogène. L'hélium, plus lourd, tombe alors vers le centre de la planète et libère ainsi de l'énergie, de la même manière qu'une chute d'eau permet de produire de l'énergie.

7.2.3 PLUTON ET AU DELÀ

La dernière planète découverte dans le système solaire, Pluton, est bien mystérieuse car aucune sonde spatiale ne l'a encore visitée.

Cependant plusieurs découvertes importantes ont été faites au cours de ces dix dernières années : en 1978, on découvrait un satellite, Charon. Entre 1979 et 1985, le diamètre et la masse de Pluton étaient correctement mesurés : avec 2 300 kilomètres de diamètre, cette



FIGURE 1.55. LE COUPLE PLUTON-CHARON (Cliché © HST).

planète est plus petite que la Lune et a une masse cinq cent fois plus faible que celle de la Terre. On trouve quelquefois dans les livres des valeurs totalement erronées comprises entre un dixième et dix fois la masse de la Terre (soit une erreur d'un facteur 5 000 !). En 1976, des observations spectroscopiques ont révélé que sa surface est recouverte, au moins partiellement et peut-être même en totalité, de méthane gelé. En 1988, l'observation d'une occultation d'étoile par Pluton mettait en évidence son atmosphère. La pression atmosphérique à la surface n'est que d'un cent millièmes de la pression atmosphérique terrestre. L'atmosphère de Pluton varie probablement beaucoup au cours des saisons, la pression est maximum aux moments où Pluton est proche du Soleil et peut diminuer d'un facteur dix quand Pluton est près de son aphélie. En 1989, l'exploration de Triton par la sonde Voyager 2 nous révélait un objet qui lui ressemble probablement tellement qu'on pense avoir trouvé son frère jumeau.

Pluton ne ressemble ni aux quatre planètes telluriques (Mercure, Vénus, la Terre et Mars) ni aux quatre planètes géantes (Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune). Ce monde glacé ressemble plutôt à Triton ou à un gros astéroïde. Certains ont même suggéré que Pluton était un satellite évadé de l'environnement de Neptune.

Il n'y a pas d'autres planètes jusqu'à une cinquantaine d'unités astronomiques sinon leurs perturbations gravitationnelles auraient été détectées. Dans le plan de l'écliptique, il n'y a pas de planète ayant au moins la taille de Neptune jusqu'à 240 unités astronomiques sinon elle aurait déjà été détectée par les programmes de recherche développés dans les années 40 et 50. Mais nous ne savons pas s'il existe d'autres planètes encore plus loin. Un tel corps céleste qui ne fait que réfléchir la lumière du Soleil, situé loin de lui, recevrait une lumière bien pâle

et serait bien difficile à détecter, *a priori* indiscernable de milliards d'étoiles faibles. En moins de 200 ans, trois des neuf planètes connues du système solaire ont été découvertes. La découverte d'une éventuelle dixième planète paraît bien difficile. Tout d'abord, rien ne prouve qu'elle existe. Ensuite, il faut se rappeler que la planète Pluton a été trouvée parmi vingt millions d'astres (étoiles pour la plupart) plus brillants ! Il est douteux que la découverte accidentelle d'une grosse planète puisse se reproduire comme dans le cas d'Uranus : si cet objet était très lointain, bien au delà de Pluton, il ne se distinguerait pas d'une étoile tandis que s'il était plus proche, il aurait déjà été détecté depuis longtemps par ses perturbations sur le mouvement de Neptune. Une dixième planète, si elle existe, est soit un petit objet de la taille de Pluton situé un peu plus loin, soit une planète géante comme Jupiter située beaucoup plus loin que Pluton. Aussi loin du Soleil, cette dixième planète aurait une luminosité et un déplacement apparent par rapport aux étoiles si faibles que sa recherche est extrêmement délicate. Toutes les recherches d'objets se déplaçant lentement par rapport aux étoiles se sont révélées infructueuses, mais ont permis la découverte de nombreux astéroïdes et comètes. Un faible espoir pourrait venir des sondes Pioneer 10 et 11 et Voyager 1 et 2 qui quittent actuellement le système solaire. Si le hasard de leur route les fait passer au voisinage d'une nouvelle planète, la déviation de leur trajectoire devrait être détectée ! Toutes ces sondes, parties à la recherche de la limite entre le milieu interplanétaire et le milieu interstellaire, continuent à émettre des signaux de plus en plus faibles et devraient encore être audibles jusque vers 2015. Elles deviendront alors, pendant des milliards d'années, des « bouteilles à la mer » contenant un bref message des habitants de la Terre du xx^e siècle.

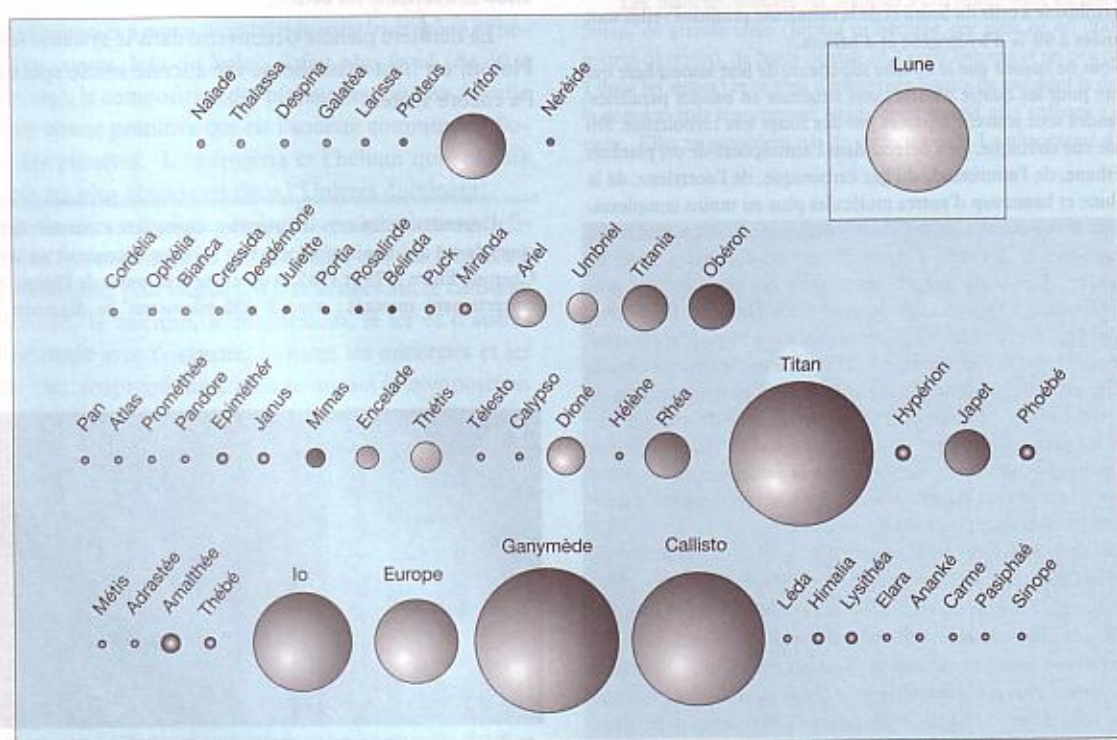


FIGURE 1.56. TAILLES RELATIVES DES SATELLITES DES PLANÈTES GÉANTES.

En fait, les limites du système solaire ne s'arrêtent pas à l'orbite de Pluton. Des milliards de comètes gravitent autour du Soleil et s'éloignent près de 1 500 fois plus du Soleil que Pluton. L'étoile la plus proche étant plus de 6 000 fois plus loin que Pluton, la frontière du système solaire est bien loin de nous ! Les sondes, qui voyagent aujourd'hui à la recherche des limites électromagnétiques de ce système, sont bien loin en réalité d'avoir franchi sa frontière.

7.3 LES SATELLITES

La figure 1.56 (p. 68) donne les tailles relatives des satellites des planètes géantes.

Le tableau 1.8 (p. 70) donne les caractéristiques physiques et orbitales des satellites.

La figure 1.57 montre Phobos, un des deux petits satellites de Mars. On pense que Phobos est un astéroïde capturé par la planète.

En 1970, on ne connaissait que 32 satellites. Trente ans plus tard, grâce à l'exploration spatiale, on en connaissait plus de 70. Alors qu'on s'attendait à trouver des corps plus ou moins cratérisés et relativement semblables à la Lune, on a eu la grande surprise de constater qu'ils étaient tous très différents. Leur diamètre varie de plus de 5 000 kilomètres à moins de 10 kilomètres et leur densité de 3,6 à 1,9.

La grande majorité des satellites se déplace dans le plan équatorial de leur planète. Seuls les plus lointains, en particulier autour de Jupiter, ont des orbites inclinées ou excentriques. Ils sont tous très petits par rapport à la planète autour de laquelle ils gravitent à l'exception notable de la Lune et de Charon. Les couples Terre-Lune et Pluton-Charon ressemblent plutôt à des planètes doubles.

Les petits satellites qui ont moins de 400 kilomètres de dimension sont tous de formes irrégulières. Deux satellites, Titan et Triton, ont une atmosphère d'azote, comme la Terre. L'un d'entre eux, Io, est couvert de volcans en activité (fig. 3.15, p. 123). Triton possède à sa surface des geysers actifs de nos jours (fig. 1.59). Callisto (fig. 3.19, p. 125), bombardé depuis 4,5 milliards d'années sans que sa surface ait été remodelée par des processus géologiques, est saturé de cratères à sa surface. Par contre, Ganymède (fig. 1.58) a une surface couverte de failles, plissements de terrain, montagnes, vallées et de multiples autres formations géologiques. Europe, quant à lui, est la plus belle « boule de billard » du système solaire. Il est entièrement recouvert de glace et ne montre aucun relief (fig. 1.60, p. 71). Hypérion, qui a une forme très irrégulière est animé d'un mouvement chaotique : sa période de rotation varie sans cesse et son axe de rotation pointe sans arrêt dans des directions différentes : à sa surface, la durée du jour varie donc tout le temps et le Soleil ne se lève jamais dans la même direction ! Il doit être difficile de se donner rendez-vous là-bas ! Encelade



FIGURE 1.57. PHOBOS, SATELLITE DE MARS. Probablement capturé par la planète, il s'en rapproche progressivement et devrait s'écraser à sa surface dans 30 millions d'années. Il est marqué par des failles et un gros cratère d'impact, Stickney.

(Cliché © NASA).



FIGURE 1.58. GANYMÈDE, SATELLITE DE JUPITER. Ganymède possède une surface marquée par des activités géologiques très variées. (Cliché © NASA)



FIGURE 1.59. TRITON, SATELLITE DE NEPTUNE. Triton possède une atmosphère et l'énergie d'une grande activité géologique.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

NOM	DIAMÈTRE OU DIMENSION (en km)	MASSE (en 10^{20} kg)	DEMI- GRAND AXE (en 10^3 km)	PÉRIODE DE RÉVOLUTION SIDÉRALE (en jours)	EXCENTRICITÉ	INCLINAISON (en °)	ANNÉE DE DÉCOUVERTE
Terre							
Lune	3 476	734,83	384,4	27,32	0,055	18-29	
Mars							
Phobos	22	0,000095	9,376	0,32	0,015	1,1	1877
Deimos	12	0,00002	23,459	1,26	0,0005	0,9-2,7	1877
Jupiter							
Métis	40	0,00095	128	0,29			1979
Adrastée		0,00019	129	0,30			1979
Amalthée	165	0,0722	180	0,50	0,003	0,4	1892
Thébé	100	0,0076	222	0,67	0,015	0,8	1979
Io	3 642	888,6	422	1,77	0,004	0,0	1610
Europe	3 130	478,5	671	3,55	0,009	0,5	1610
Ganymède	5 260	1481,0	1 070	7,16	0,002	0,2	1610
Callisto	4 800	1075,0	1 883	16,7	0,007	0,5	1610
Léda	10	0,000057	11 094	239	0,148	26,1	1974
Himalia	170	0,095	11 480	251	0,158	27,6	1904
Lysithée	24	0,00076	11 720	259	0,107	29,0	1938
Elara	80	0,0076	11 740	260	0,207	24,8	1905
Ananké	20	0,00038	21 200	631 R	0,169	147	1951
Carme	30	0,00095	22 600	692 R	0,207	164	1938
Pasiphaé	36	0,019	23 500	735 R	0,378	145	1908
Sinope	28	0,00076	23 700	758 R	0,275	153	1914
Saturne							
Pan	20	?	135	0,58			1990
Atlas	32	?	138	0,60	0,000	0,3	1980
Prométhée	100	?	139	0,61	0,003	0,0	1980
Pandore	84	?	142	0,63	0,004	0,0	1980
Épiméthée	120	?	151	0,69	0,009	0,3	1980
Janus	180	?	152	0,69	0,007	0,1	1966
Mimas	398	0,45	185	0,94	0,020	1,5	1789
Encelade	498	0,74	238	1,37	0,005	0,0	1789
Téthys	1 046	7,4	295	1,89	0,000	1,9	1684
Télésto	22	?	295	1,89			1980
Calypso	20	?	295	1,89			1980
Dioné	1 120	10,5	377	2,74	0,002	0,0	1684
Hélène	32	?	377	2,74	0,005	0,0	1980
Rhée	1 528	25,0	527	4,52	0,001	0,4	1672
Titan	5 150	1 353,0	1 222	15,9	0,029	0,3	1655
Hyperion	283	0,17	1 481	21,3	0,104	0,4	1848
Japet	1 436	19,0	3 561	79,3	0,028	14,7	1671
Phoébé	220	0,0004	12 952	550 R	0,163	177	1898
Uranus							
Cordélia	26	?	50	0,34	0,0004	0,3	1986
Ophélie	30	?	54	0,38	0,01	< 0,5	1986
Blanca	42	?	60	0,44	0,009	0,2	1986
Cressida	62	?	62	0,46	< 0,0005	0,2	1986
Desdémone	54	?	63	0,48	< 0,0005	0,2	1986
Juliette	84	?	64	0,50	0,0006	< 0,2	1986
Portia	108	?	66	0,51	< 0,005	< 0,2	1986
Rosalinde	54	?	70	0,56	< 0,0005	0,4	1986
Bélande	66	?	75	0,63	< 0,003	0,1	1986
Puck	154	?	86	0,76	< 0,0003	0,3	1985
Miranda	472	1,7	130	1,41	0,003	3,4	1948
Ariel	1 158	16,0	190	2,52	0,003	4,2	1851
Umbriel	1 169	10,0	266	4,14	0,005	0,4	1851
Titania	1 577,8	59,0	436	8,71	0,002	0,1	1787
Obéron	1 523	60,0	583	13,5	0,001	0,1	1787
Neptune							
Naiade	50	?	48	0,30			1989
Thalassa	90	?	50	0,31			1989
Despina	150	?	53	0,33			1989
Galatée	150	?	62	0,40			1989
Larissa	200	?	74	0,55			1989
Proteus	400	?	118	1,12			1989
Triton	3 500	130	355	5,88 R	0,03	160,0	1846
Néréide	690	0,21	5 513	360	0,76	27,4	1949
Pluton							
Charon	1200	?	19	6,39	0 ?	94	1978

TABEAU 1.8. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES ET ORBITALES DES SATELLITES. R rétrograde. Pour les satellites de dimension inférieure ou égale à 400 km, il n'y a plus sphéricité et l'on a indiqué leur plus grande dimension. Les satellites sont classés par distance croissante à la planète.

(fig. 1.61) et Miranda sont de petits satellites d'environ 500 kilomètres de diamètre. Ils présentent tous deux de nombreuses traces d'activité géologique à leur surface sans qu'on ait pu s'expliquer l'origine de l'énergie nécessaire pour remodeler la surface. Japet possède une face très brillante et une face très sombre. Plus généralement, beaucoup de satellites sont dissymétriques à commencer par la Lune dont la face située de l'autre côté de la Terre est beaucoup plus couverte de cratères que la face tournée vers nous.

Les quatre planètes géantes sont entourées par plus de cinquante satellites (17 pour Jupiter, entre 18 et 30 pour Saturne (voir cahier couleur p. IV), 15 pour Uranus et 8 pour Neptune). Chacun est un monde à part entière, ils sont tous très différents les uns des autres. Jusqu'à ces dernières années, ils n'étaient pour nous que de pâles points de lumière. Grâce aux sondes Voyager, ils nous ont révélé en moins de dix ans une variété inattendue de phénomènes : trois d'entre eux nous ont particulièrement étonné : Io, Titan et Triton !

L'analyse détaillée des dizaines de milliers de photographies des sondes Voyager a permis la découverte de plus de vingt nouveaux satellites. Depuis 1980, on en soupçonne sept de plus autour de Saturne, mais on ne possède pas assez de clichés pour déterminer leur trajectoire de manière non ambiguë. Depuis 1995 et l'observation à partir de la Terre du passage de la Terre dans le plan des anneaux de Saturne, c'est à dire à un moment où les anneaux sont vus par la tranche et où leur éclat est minimum, on en soupçonne en plus une dizaine de nouveaux.

7.4 LES PETITS CORPS DU SYSTÈME SOLAIRE

En plus des planètes et de leurs satellites, le Soleil est entouré de milliards de petits corps de toute nature, résultats des conditions de formation et des collisions ultérieures.

7.4.1 LES ASTÉROÏDES

Les astéroïdes sont des petits corps solides qui se déplacent autour du Soleil. On en observe un grand nombre entre les orbites de Mars et de Jupiter, mais certains croisent les orbites de la Terre ou des autres planètes telluriques tandis que d'autres se trouvent au delà de Neptune.

Le plus gros d'entre eux, Cérès découvert en 1801, a 1 000 kilomètres de diamètre. Les plus petits qui aient été observés ont une dimension inférieure à 5 kilomètres. On a détecté aujourd'hui plus de 10 000 astéroïdes. Un nom et un nombre est attribué à un astéroïde quand son orbite est connue avec suffisamment de précision pour pouvoir le retrouver sans difficulté. Le numéro 1 000 a été attribué en 1923, le numéro 2 000 en 1976 et le numéro 3 000 en 1984. On a maintenant dépassé le numéro 4 000. La trajectoire des autres est encore mal connue. Parallèlement aux détectations de nouveaux astéroïdes, les astronomes continuent l'étude systématique de ces objets à l'aide de toutes les méthodes disponibles (spectrométrie, photométrie, écho radar, polarimétrie, interférométrie, occultations, etc.).

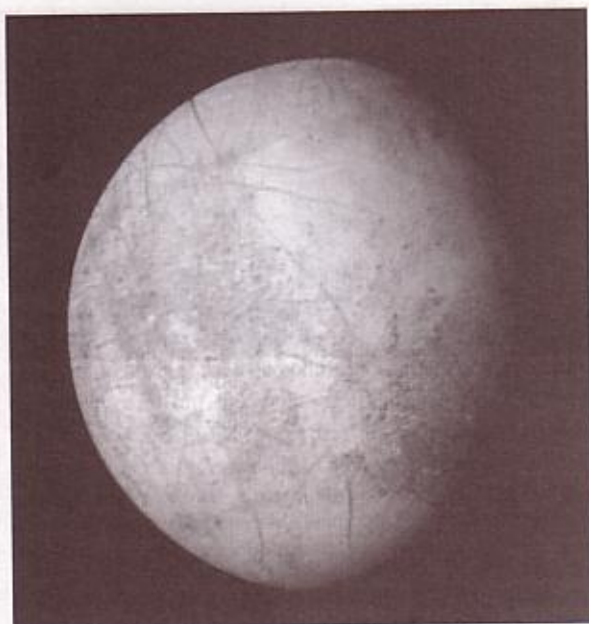


FIGURE 1.60. EUROPE, SATELLITE DE JUPITER. Les seuls détails visibles sont des entrelacs de lignes superficielles correspondant à des contraintes de la couche glacée.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

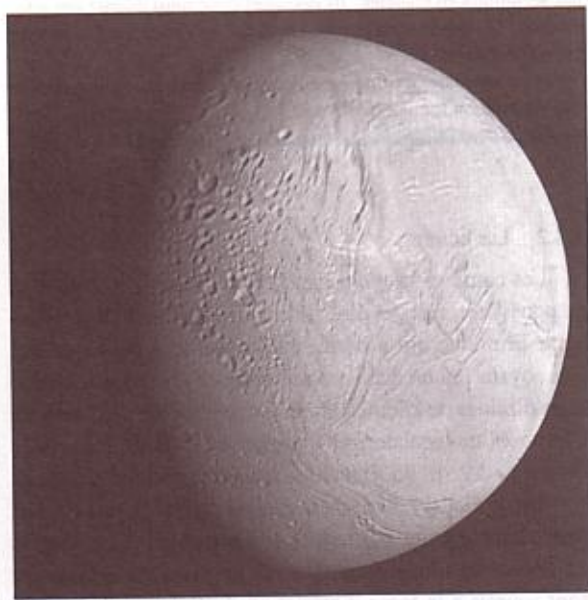


FIGURE 1.61. ENCELADE, SATELLITE DE SATURNE. Une partie de la surface est vieille et montre beaucoup de cratères. Mais une autre montre des coulées, failles et fractures qui témoignent d'une activité géologique, et notamment volcanique. On ne connaît pas la source d'énergie responsable chez un aussi petit satellite d'une telle activité.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)



FIGURE 1.62. IDA ET DACTYL.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

Les périodes de rotation, les spectres, les dimensions, la nature d'un nombre de plus en plus grand d'astéroïdes sont régulièrement déterminées. La caractéristique principale des astéroïdes est leur diversité aussi bien de taille ou de forme que de nature chimique ou minéralogique. Cette étude intensive depuis la Terre est un prélude à l'exploration spatiale. Galilée, en route vers Jupiter, a survolé Gaspra, puis Ida et son satellite Dactyl. En 1997, l'astéroïde Mathilde a été à son tour survolé par la sonde Near (fig. 2.8, p. 95).

Les astéroïdes sont si petits qu'aucune activité géologique ne s'est développée à leur surface en l'absence de source de chaleur interne. Ils ont donc subi peu de transformations depuis la formation du système solaire, sauf lorsqu'ils ont été victimes d'une ou de plusieurs collisions violentes. Ce sont les descendants directs de planétoïdes qui ne se sont pas accumulés en planètes. Ils devraient donc nous donner des informations de première main sur le système solaire primitif et sur son histoire collisionnelle.

Ces astéroïdes seront peut-être des sources de matières premières de l'exploration spatiale de demain.

7.4.2 LES COMÈTES

Les comètes sont des agrégats de glaces et gaz gelés et de poussières, vestiges directs de la condensation de la nébuleuse primitive qui a donné naissance au système solaire. Ces noyaux ont un diamètre de l'ordre de cent mètres à quelques dizaines de kilomètres, ils sont composés de glaces, de composés moléculaires et d'agglomérats de grains solides (voir fig. 2.9, p. 95 et cahier couleur p. V, noyau de la comète de Halley). Loin de la chaleur du Soleil, une comète reste dans le froid cosmique, seulement quelques degrés au-dessus du zéro absolu. Comme les planètes, ces noyaux sont soumis à la force d'attraction du Soleil et ils sont en orbite autour de lui au sein d'un immense nuage de plus d'une année lumière de rayon. Ces boules de neige sont perturbées par les étoiles voisines du Soleil et, de temps en temps, l'une d'entre elles pénètre dans les régions internes du système solaire.

Le jeu cumulé des perturbations stellaires et planétaires est responsable de la distribution actuelle des comètes. Le nombre total de comètes qui gravitent autour du Soleil est de l'ordre de plusieurs milliers de milliards. Nous ne connaissons rien de la grande majorité d'entre elles. Nous n'en apercevons qu'un tout petit nombre qui ont la chance ou plutôt la malchance de s'approcher du Soleil grâce aux jeux des perturbations gravitationnelles des étoiles et des planètes. Quand une comète s'approche, les glaces commencent à se vaporiser, du gaz et de la poussière s'échappent et forment autour d'un noyau une enveloppe en expansion appelée la chevelure (d'où leur appellation) et une queue spectaculaire de plusieurs millions de kilomètres de longueur se développe en direction opposée au Soleil, ce qui donne aux comètes leur beauté et leur aspect spectaculaire (voir cahier couleur p. V, comète de Hale-Bopp). Quand la Terre, dans sa révolution autour du Soleil, coupe l'orbite d'une comète, elle heurte des nuages de poussières éjectées par la comète. Cet essaim de poussières provoque de spectaculaires pluies d'étoiles filantes.

Dans le passé, le spectacle de « l'apparition » d'une comète brillante a excité toujours l'imagination des hommes. Elles ont quelquefois été considérées comme des objets effrayants, de mauvais augure. Au cours du ^{xx}e siècle, l'étude spectroscopique et photométrique a permis d'étudier les phénomènes d'émission qui ont lieu dans la tête et dans la queue des comètes et de réaliser que ce sont des petits corps glacés. En cette fin du ^{xx}e siècle, marquée par le début de la conquête spatiale, plusieurs sondes spatiales sont parties à la rencontre de la comète de Halley. Leurs succès nous ont permis en 1986 de faire un bond en avant dans notre compréhension des comètes. D'autres missions vers d'autres comètes sont prévues au début du ^{xxi}e siècle. Dans la longue histoire du développement de la connaissance humaine, leur étude est exemplaire quand on voit comment les hommes sont passés de superstitions ridicules à un examen rationnel.

7.4.3 LES ANNEAUX DES PLANÈTES

Les quatre planètes géantes possèdent toutes un système d'anneaux bien différents les uns des autres : Jupiter est encerclée d'anneaux diffus et transparents entourés d'un halo ou d'un tore de matière, Saturne possède un système d'anneaux spectaculaires et très brillants avec des milliers de structures diverses qui s'étendent sur plusieurs centaines de milliers de kilomètres, Uranus est entourée de neuf anneaux concentriques, sombres et minces de quelques kilomètres de largeur tandis que Neptune est ceinturée d'anneaux minces et d'arcs de matière (cahier couleur, p. VI, fig. 2.10, p. 96).

7.4.4 LES MÉTÉORITES

Les collisions entre les corps du système solaire, fréquentes lors de sa formation, continuent aujourd'hui et sont responsables de la formation de débris de toutes tailles. Ces débris peuvent croiser l'orbite d'une planète et la heurter. Un tout petit corps qui heurte la Terre avec une vitesse de quelques kilomètres par seconde est vaporisé lors

de la traversée de l'atmosphère. Un fragment rocheux plus gros peut survivre à la traversée de l'atmosphère et atteindre la surface de la Terre, c'est une météorite. Un fragment encore plus gros, de l'ordre de quelques dizaines de mètres, peut créer un cratère d'un kilomètre de diamètre. Au delà, une véritable catastrophe peut avoir lieu.

Les météorites sont, avec les roches lunaires, les seuls exemplaires de matière extra-terrestre qui sont à notre disposition pour les analyser dans nos laboratoires. Issues de la collision de corps primitifs, elles sont particulièrement précieuses pour nous donner des informations sur les conditions chimiques et physiques qui régnaient au moment où du matériau solide se condensait dans la nébuleuse primitive qui a donné naissance à notre système solaire.

7.4.5 LE MILIEU INTERPLANÉTAIRE ET LES POUSSIÈRES

Contrairement à ce qu'on imaginait au XIX^e siècle, l'espace entre les planètes est loin d'être vide. Il est parcouru par des particules de haute énergie expulsées en permanence du Soleil. Ce vent solaire composé de noyaux d'atomes et d'électrons est un plasma qui heurte l'environnement des

planètes et interagit avec leur champ magnétique. Les planètes sont entourées de magnétosphères responsables de l'émission d'ondes radio et au sein desquelles se produisent des phénomènes d'aurore et des éclairs.

En plus des milliards de petits corps de toute nature, le système solaire contient une grande quantité de grains de poussières essentiellement concentrés dans le plan de l'écliptique. Quand le ciel est particulièrement clair peu avant le lever du Soleil ou peu après son coucher, on peut apercevoir la lumière solaire réfléchiée par ces grains. C'est la lumière zodiacale qu'on ne peut évidemment admirer que loin de toute source de pollution lumineuse. Ces grains dont beaucoup ont une taille inférieure à un micron ne peuvent survivre que quelques dizaines de milliers d'années ou beaucoup moins car, soumis à l'action du rayonnement solaire, ils sont freinés et tombent sur le Soleil ou sur les planètes. Chaque jour, la Terre, dans sa course autour du Soleil, est bombardée par des tonnes de poussières. Le nuage zodiacal est sans cesse alimenté par les poussières perdues par les comètes et par les débris des collisions entre astéroïdes.

EXERCICES

1. Démontrer les trois lois de Képler en considérant que la masse des planètes est tellement plus petite que celle du Soleil que son centre de gravité peut être confondu avec celui de tout le système. Dans le cadre de cette approximation, le Soleil peut être considéré comme immobile.
2. Un satellite en orbite tourne d'autant plus vite qu'il est plus près de la Terre d'après les lois de Képler. En orbite basse, l'atmosphère terrestre freine ce satellite d'autant plus fortement qu'il est proche du sol. Y a-t-il là un paradoxe ? Quel est le devenir du satellite ? Pourquoi ?
3. Sachant que le Soleil rayonne $3,85 \cdot 10^{26} \text{ W}$, calculer la durée de vie d'un Soleil qui tirerait son énergie de la combustion du charbon. Faire le même calcul en supposant successivement que le Soleil est composé de matière et d'antimatière, qu'il se contracte et que l'hydrogène est transformé en hélium dans la partie centrale comprenant environ 10 % de la masse du Soleil. On supposera que la luminosité du Soleil est constante dans le temps, ce que suggère l'existence de la vie sur Terre depuis plus de 3,8 milliards d'années.
4. Donner la taille d'un trou noir d'une masse solaire. On pense que le phénomène des quasars est dû à l'existence d'un trou noir de très grande masse au cœur des galaxies à un certain moment de leur évolution. Estimer la taille d'un trou noir de cette sorte, qui ferait $10^8 M_{\odot}$.

Données numériques : Masse du Soleil : $1,9891 \cdot 10^{30} \text{ kg}$. Rayon du Soleil : $696\,000 \text{ km}$.

$G = 6,672 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$, $k = 1,3806 \cdot 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$.

Énergie dépensée en brûlant du charbon : 30 J/g . Dans une réaction thermonucléaire, 7 millièmes de la masse sont transformés en énergie. $c = 3 \cdot 10^8 \text{ ms}^{-1}$.

7.4.2 Les anneaux

Les anneaux sont des structures de particules, roches, glace, qui se trouvent à l'équateur des planètes géantes gazeuses. Ils sont constitués de milliards de morceaux de glace, de roches, de poussières, de gaz, de matière organique, etc. Les anneaux sont très fins, ils ont une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ils sont très étendus, ils peuvent couvrir des centaines de milliers de kilomètres. Les anneaux sont très brillants, ils réfléchissent la lumière du Soleil. Les anneaux sont très anciens, ils ont été formés il y a des milliards d'années. Les anneaux sont très fragiles, ils peuvent être détruits par une collision avec une comète ou un astéroïde. Les anneaux sont très mystérieux, ils nous offrent une vue unique sur l'univers.

7.4.3 Les anneaux des planètes

Les quatre planètes géantes possèdent toutes un système d'anneaux bien différents les uns des autres. Jupiter est entouré d'anneaux minces et transparents, Saturne possède un système d'anneaux spectaculaires et très brillants avec des milliers de structures diverses qui s'étendent sur plusieurs centaines de milliers de kilomètres. Uranus est entourée de ses anneaux sombres et minces de quelques centaines de mètres de largeur, et Neptune est entourée d'un anneau mince et d'une ceinture diffuse (voir annexe, p. VI, fig. 2.10, p. 90).

7.4.4 Les anneaux

Les anneaux sont les débris du système solaire, les débris des planètes, les débris des comètes, les débris des astéroïdes, etc. Ils sont responsables de la formation de la Terre, de la Lune, etc. Les anneaux sont très mystérieux, ils nous offrent une vue unique sur l'univers. Les anneaux sont très fragiles, ils peuvent être détruits par une collision avec une comète ou un astéroïde. Les anneaux sont très anciens, ils ont été formés il y a des milliards d'années. Les anneaux sont très brillants, ils réfléchissent la lumière du Soleil. Les anneaux sont très étendus, ils peuvent couvrir des centaines de milliers de kilomètres. Les anneaux sont très mystérieux, ils nous offrent une vue unique sur l'univers.

RAPPELS DE MÉCANIQUE CLASSIQUE

I. LES TROIS PRINCIPES FONDAMENTAUX

Ces principes fondent la mécanique classique newtonienne et ont été historiquement posés pour la première fois par Newton (*Principia*, 1687).

1) Le principe de l'inertie

Il existe une catégorie de référentiels (un référentiel est un être physique auquel on peut « attacher » un repère permettant de définir des positions et donc des mouvements si l'on se donne un paramètre, le temps, absolu en mécanique classique) dits galiléens tels que le mouvement de tout point matériel isolé est rectiligne uniforme.

Le statut de principe de cette affirmation vient du fait qu'il existe pas dans la réalité de tels référentiels car cela signifierait qu'il n'y ait aucune action extérieure sur ces référentiels. Or l'interaction gravitationnelle, par exemple, a une portée infinie. Par contre, on peut définir pour un phénomène physique donné des référentiels quasi-galiléens où l'intervention des actions extérieures joue un rôle négligeable dans le phénomène étudié.

Ainsi un référentiel lié au sol peut être considéré comme galiléen pour la chute des corps, si la durée en est limitée. De même le référentiel de Copernic (centré sur le Soleil, avec trois axes dirigés vers trois étoiles lointaines, ce qui est à proprement parler un repère), peut être considéré comme galiléen pour les mouvements de rotation, et de révolution autour du Soleil, des planètes.

Les référentiels galiléens sont en translation rectiligne uniforme les uns par rapport aux autres.

2) Principe fondamental de la dynamique (P.F.D.)

Pour un référentiel galiléen, le mouvement d'un point matériel de masse m , de vitesse $\vec{v}$, sur lequel sont appliquées des forces réelles de résultante $\vec{f}$, est tel que

$$\vec{f} = \frac{d\vec{p}}{dt} \quad \text{où } \vec{p} = m\vec{v}$$

est la quantité de mouvement du point. Dans le cas d'un système de N points matériels (ou d'un solide)

$$\vec{F} = \sum_{i=1}^N \vec{f}_i = \frac{d\vec{p}}{dt} \quad \text{où } \vec{p} = \sum m_i \vec{v}_i = (\sum m_i) \vec{v}_G$$

G est centre de gravité du système, soit

$$\vec{F} = M \frac{d\vec{v}_G}{dt} \quad (M = \sum m_i, \text{ masse totale du système})$$

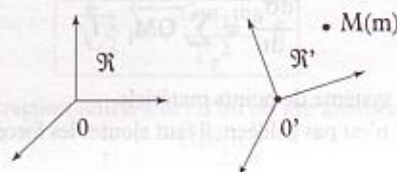
3) Principe de l'action de la réaction

Lorsqu'un point matériel 1 exerce sur un point matériel 2 une force $\vec{f}_{1/2}$, 2 exerce sur 1 une force $\vec{f}_{2/1} = -\vec{f}_{1/2}$.

Ce principe n'a pas en fait une validité universelle. Il s'applique cependant aux forces gravitationnelles, électrostatiques, ainsi qu'aux forces de contact, ce qui constitue un champ important de phénomènes physiques.

II. RÉFÉRENTIEL NON-GALILÉEN

Soient un référentiel galiléen $\mathcal{R}$ et un référentiel non galiléen $\mathcal{R}'$ (donc non en translation rectiligne uniforme par rapport à $\mathcal{R}$).



Soit un point M , de masse m , mobile dans $\mathcal{R}'$.

Les vitesse et accélération de M dans $\mathcal{R}$ sont notées $\vec{v}_a$ et $\vec{\gamma}_a$ (absolues). Les vitesse et accélération de M dans $\mathcal{R}'$ sont notées $\vec{v}_r$ et $\vec{\gamma}_r$ (relatives). On appelle point coïncidant le point fixe de $\mathcal{R}'$ avec lequel coïncide le mobile M à l'instant considéré. Ses vitesse et accélération dans $\mathcal{R}$ sont notées $\vec{v}_e$ et $\vec{\gamma}_e$ (entraînement).

$\vec{\omega}_e$ est le vecteur vitesse angulaire de $\mathcal{R}'$ par rapport à $\mathcal{R}$ (2 points P et P' d'un solide lié à $\mathcal{R}'$ ont leurs vitesses dans $\mathcal{R}$ liées par la relation

$$\vec{v}_P = \vec{v}_{P'} + \vec{PP'} \wedge \vec{\omega}_e$$

On a alors

$$\vec{v}_a = \vec{v}_r + \vec{v}_e \quad \text{composition des vitesses}$$

$$\vec{\gamma}_a = \vec{\gamma}_r + \vec{\gamma}_e + \vec{\gamma}_c \quad \text{composition des accélérations}$$

où $\vec{\gamma}_c = 2\vec{\omega}_e \wedge \vec{v}_r$ est l'accélération de Coriolis.

$\vec{f} = m\vec{\gamma}_a$, le P.F.D. dans $\mathcal{R}'$ s'écrit donc

$$m\vec{\gamma}_r = \vec{f} + \vec{f}_e + \vec{f}_c$$

$\vec{f}_e$ force d'inertie d'entraînement $= -m\vec{\gamma}_e$, $\vec{f}_c$ force d'inertie de Coriolis $= -2m\vec{\omega}_e \wedge \vec{v}_r$. Pour un solide de vecteurs vitesses angulaires $\vec{\omega}_a$ dans $\mathcal{R}$ et $\vec{\omega}_r$ dans $\mathcal{R}'$,

$$\vec{\omega}_a = \vec{\omega}_r + \vec{\omega}_e \quad \text{composition des vecteurs vitesses angulaires}$$

III. THÉORÈMES GÉNÉRAUX

1) Théorème du moment cinétique

Le moment cinétique en O d'un point matériel M de masse m , de vitesse $\vec{v}$ dans un référentiel $\mathcal{R}$ est

$$\vec{\sigma}_0 = \vec{OM} \wedge m\vec{v} = \vec{OM} \wedge \vec{p}$$

Soit

$$\vec{\sigma}_0 = \sum_i \vec{OM}_i \wedge m_i \vec{v}_i = \sum_i \vec{OM}_i \wedge \vec{p}_i$$

pour un système de points matériels.

Si O est un point fixe et $\mathcal{R}$ un référentiel galiléen, on a

$$\frac{d\vec{\sigma}_0}{dt} = \vec{OM} \wedge \vec{f}$$

Soit

$$\frac{d\vec{\sigma}_0}{dt} = \sum_i \vec{OM}_i \wedge \vec{f}_i$$

pour un système de points matériels.

Si $\mathcal{R}$ n'est pas galiléen, il faut ajouter les forces d'inertie à $\vec{f}$.

2) Théorème de l'énergie cinétique

Pour un point matériel dans $\mathcal{R}$ galiléen, $E_c = \frac{1}{2}mv^2$.

Pendant l'intervalle de temps Δt , $\Delta E_c = W_f$. La variation d'énergie cinétique est égale au travail des forces appliquées.

Pour un système $E_c = \sum_i \frac{1}{2}m_i v_i^2$

$$\Delta E_c = W_{f_i} + W_f$$

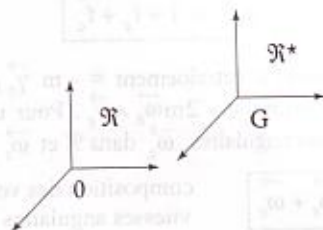
W_{f_i} est le travail des forces intérieures.

$W_{f_i} = 0$ pour un système non déformable (et donc pour un solide). Si $\mathcal{R}$ est non galiléen, on ajoute les forces d'inertie aux forces appliquées.

IV. RÉFÉRENTIEL BARYCENTRIQUE $\mathcal{R}^*$

D'UN SYSTÈME DE POINTS MATÉRIELS

Si $\mathcal{R}$ est un référentiel galiléen, $\mathcal{R}^*$ est le référentiel centré au centre de gravité G du système et dont les axes sont parallèles à ceux de $\mathcal{R}$.



1) Expression du moment cinétique

(premier théorème de Guldin)

Le moment cinétique $\vec{\sigma}^*$ du système dans $\mathcal{R}^*$ est indépendant du point où on le calcule. Dans $\mathcal{R}$

$$\vec{\sigma}_0 = \vec{OG} \wedge M\vec{v}_G + \vec{\sigma}^*$$

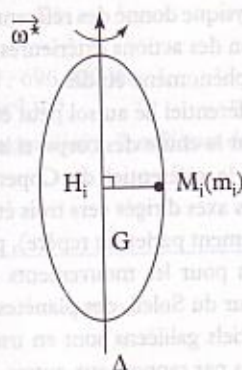
$\vec{OG} \wedge M\vec{v}_G$ est le moment cinétique en O d'un point matériel placé en G et ayant comme masse celle du système. $\vec{\sigma}^*$ est le moment cinétique « d'ensemble ».

$\vec{\sigma}^*$ est le moment cinétique « propre ».

Pour un système (ou solide) animé d'un mouvement de rotation de vecteur $\vec{\omega}^*$ dans $\mathcal{R}^*$, et ayant un axe de symétrie Δ portant $\vec{\omega}^*$,

$$\vec{\sigma}^* = J_\Delta \vec{\omega}^* \quad \text{où} \quad J_\Delta = \sum_i m_i H_i^2$$

est le moment d'inertie du système par rapport à Δ .



2) Théorème du moment cinétique

Bien que $\mathcal{R}^*$ ne soit pas *a priori* galiléen (il faudrait que G ait un mouvement rectiligne uniforme, ce qui serait notamment le cas si le système était isolé), on peut formuler ce théorème dans $\mathcal{R}^*$ en ne tenant pas compte des forces d'inertie

$$\frac{d\vec{\sigma}_G}{dt} = \sum_i \vec{GM}_i \wedge \vec{f}_i$$

$(\vec{\sigma}^* = \vec{\sigma}_G)$ indépendant du point de $\mathcal{R}^*$ où on le calcule).

3) Expression de l'énergie cinétique (deuxième théorème de Guldin)

$$E_c = \frac{1}{2} M v_G^2 + E_c^*$$

$\frac{1}{2} M v_G^2$ énergie cinétique « d'ensemble ».

E_c^* énergie cinétique, « propre » ou barycentrique.

Dans le cas simple évoqué plus haut,

$$E_c^* = \frac{1}{2} J_A \omega^2$$

V. NOTION D'ÉNERGIE POTENTIELLE

Cette notion s'attache aux forces, dites conservatives, dont le travail ne dépend pas du chemin suivi par le point matériel mais seulement de ses positions initiale et finale. Tel est le cas notamment des forces gravitationnelles et électrostatiques.

À l'image des fonctions d'état de la thermodynamique dont les variations ne dépendent que des états initial et final, on peut considérer le travail élémentaire des forces conservatives comme la différentielle d'une fonction d'état U , appelée énergie potentielle, telle que, par convention :

$$\delta W = \vec{f} \cdot d\vec{r} = d(-U)$$

Ce qui équivaut, mathématiquement, à

$$\vec{f} = -\text{grad}_i U$$

l'opérateur vectoriel grad_i associant à $U(x,y,z)$ au point $\vec{r}(x, y, z)$, le vecteur de composante

$$\left(\frac{\partial U}{\partial x}, \frac{\partial U}{\partial y}, \frac{\partial U}{\partial z} \right) \text{ en cartésiennes,}$$

ou à $U(r,\theta,z)$ le vecteur

$$\left(\frac{\partial U}{\partial r}, \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta}, \frac{\partial U}{\partial z} \right) \text{ en cylindriques.}$$

On dit que $\vec{f}$ « dérive » de l'énergie potentielle U . On voit que U est définie à une constante près.

D'après le théorème de l'énergie cinétique, $\Delta E_c = W_{\vec{f}}$. Comme $W_{\vec{f}} = -\Delta U$, on a

$$E_c + U = \text{cste} = E_m$$

Un système plongé dans un champ de forces conservatives, et soumis à ces seules forces a une énergie totale (énergie cinétique + énergie potentielle) constante, appelée énergie mécanique.

Par ailleurs, si un opérateur constitue le système à partir de points matériels soumis entre eux à des forces conservatives, et infiniment éloignés au départ (on peut alors prendre $\vec{U} = 0$), au moyen d'une succession de quasi-équilibres ($f_{op} = -\vec{f}$), on a $W_{op} = U$.

L'énergie potentielle d'un système placé dans un champ de forces conservatives est égale au travail fourni par un opérateur pour constituer ce système.

Cas de la gravitation



D'après Newton (1687)

$$\vec{f}_{1/2} = - \frac{G m_1 m_2}{r^2} \vec{u}$$

(loi de l'attraction universelle) d'où on tire aisément

$$U = - \frac{G m_1 m_2}{r}$$

($U = 0$ pour $r \rightarrow \infty$). Une énergie potentielle négative est synonyme d'un champ de forces attractives (cas de la gravitation).

Dans un référentiel galiléen où les vitesses de 1 et 2 sont $\vec{v}_1$ et $\vec{v}_2$ l'énergie totale du système est

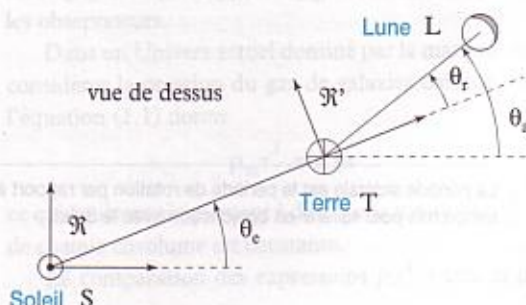
$$E = \frac{1}{2} m_1 v_1^2 + \frac{1}{2} m_2 v_2^2 - \frac{G m_1 m_2}{r}$$

= cste si le système est isolé.

VI. APPLICATIONS À DES COMPOSITIONS DE ROTATIONS

1) Mois synodique et mois sidéral

Le mois synodique, ou lunaison, est la durée séparant deux valeurs consécutives identiques de l'angle $(ST, TL) = \theta_r$.



Elle vaut $29,53 \text{ j} = T_r$. On a

$$\omega_r = \frac{d\theta_r}{dt} = \frac{2\pi}{T_r}$$

T_r mesure la période de rotation de la droite TL dans le référentiel $\mathcal{R}'$ non galiléen qui est animé par rapport au référentiel galiléen $\mathcal{R}$ (de Copernic) d'un mouvement de rotation de période $T_e = 365,25 \text{ j}$. Et l'on a

$$\omega_e = \frac{d\theta_e}{dt} = \frac{2\pi}{T_e}$$

Le mois sidéral est la période de rotation T_a de la droite TL dans le référentiel $\mathcal{R}$

$$\omega_a = \frac{d\theta_a}{dt} = \frac{2\pi}{T_a}$$

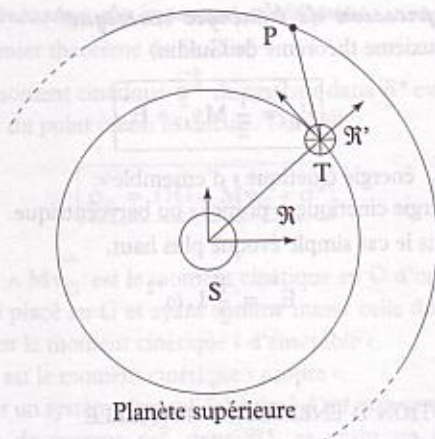
On a, en première approximation (en fait le plan de la trajectoire de la Lune autour de la Terre n'est pas confondu avec l'écliptique),

$$\omega_a = \omega_e + \omega_r \quad (\theta_a = \theta_e + \theta_r)$$

d'où $\frac{1}{T_a} = \frac{1}{T_e} + \frac{1}{T_r}$ ce qui donne $T_a = 27,32 \text{ j}$.

2) Période synodique et période sidérale des planètes¹

Les anciens connaissaient bien les périodes synodiques qui sont celles des phases, ou des éclats de planètes, donc qui séparent deux configurations Soleil-Terre-Planète identiques.



Si S est la période synodique et T la période sidérale (période de révolution de la planète autour du Soleil dans le référentiel de Copernic), on obtient

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{T_{\oplus}} - \frac{1}{S}$$

(la planète supérieure va « moins vite » que la Terre sur son orbite d'où $\omega_r = -\frac{2\pi}{S}$)

$$\text{d'où} \quad \frac{1}{S} = \frac{1}{T_{\oplus}} - \frac{1}{T}$$

De même, pour une planète inférieure

$$\frac{1}{S} = \frac{1}{T} - \frac{1}{T_{\oplus}}$$

¹ La période sidérale est la période de rotation par rapport à un référentiel lié à la sphère des étoiles fixes. La période synodique est temps mis pour revenir en conjonction avec le Soleil.

COSMOLOGIE

La cosmologie est l'étude de l'Univers dans son ensemble, son origine, sa constitution et sa structure, sa destinée. Aux échelles de distances et de masses en jeu, l'interaction gravitationnelle joue le premier rôle. Celle-ci ne peut être théoriquement traitée que dans le cadre de la *Relativité générale* d'Einstein (1916), hors de portée du niveau de cet ouvrage. Cependant, il est possible d'avoir une idée satisfaisante du comportement de l'Univers moyennant deux hypothèses simplificatrices qui rendent équivalentes les prédictions de la relativité générale et de la mécanique newtonienne :

- la pression dans l'Univers doit être négligeable, ce qui est fort plausible si l'on considère que l'on a affaire à un gaz de galaxies où les rencontres sont extrêmement rares.
- la constante cosmologique Λ doit être nulle. Cette constante avait été introduite arbitrairement par Einstein dans les solutions de ses équations afin de rendre l'Univers statique et éternel. Cette constante représente « l'énergie du vide ». Le vide n'est pas le néant : c'est un réservoir d'énergie virtuelle, où la relation d'incertitude d'Heisenberg $\Delta E \Delta t \geq \hbar$ permet l'éclosion en un temps Δt très court d'un couple particule-antiparticule ($\Delta E = 2mc^2$) qui s'annihilent aussitôt, d'où leur nom de particules virtuelles, bien que des expériences les aient mises en évidence. Pendant très longtemps les cosmologistes ont considéré que Λ avait une valeur nulle. La situation pourrait bien changer actuellement (voir p. 83).

Thermodynamique de l'expansion

Considérons une « bulle » d'Univers (fig. 1.63) en expansion, de rayon $r(t) = r_0 R(t)$ où r_0 est une largeur arbitraire et $R(t)$ une grandeur sans dimension, croissante, appelée facteur d'échelle, ou parfois rayon de courbure de l'Univers. Le volume de la sphère, qui se dilate avec l'expansion, est aussi appelé covolume.

Les échanges d'énergie dus aux réactions entre parti-

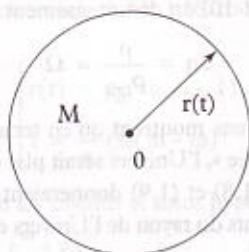


FIGURE 1.64.

cules sont beaucoup plus rapides que le rythme de l'expansion. On peut considérer que les covolumes sont en équilibre thermique et que par symétrie entre deux covolumes, les échanges d'énergie sous forme particulières sont globalement nuls. Il n'y a donc pas d'échange de chaleur entre covolumes : l'expansion est adiabatique et isentropique (à entropie constante).

La variation d'énergie dU d'un covolume se réduit donc au travail $-pdV$ des forces de pression. Si u est la densité d'énergie du covolume à l'instant considéré, $U = \frac{4}{3} \pi r^3 u$, avec $V = \frac{4}{3} \pi r^3$ et $dV = 4\pi r^2 dr$.

On trouve immédiatement

$$\frac{d(ur^3)}{dr} + 3pr^2 = 0 \quad (1.1)$$

qui est l'équation thermodynamique fondamentale de l'expansion.

Lorsque l'Univers est dominé par le rayonnement, ce qui est le cas en ses premiers instants, jusqu'au découplage matière-rayonnement (au bout d'un million d'années), on peut appliquer la relation $p = \frac{u}{3}$ fournie par la thermodynamique d'un « gaz » de photon, ce qui donne aisément

$$ur^4 = \text{cste} \quad (1.2)$$

La loi de Planck du rayonnement du corps noir donne $u = aT^4$ (a constante du corps noir $= 7,6 \cdot 10^{-16}$ SI) d'où $T^4 r^4 = \text{cste}$, ou $TR = \text{cste}$.

Dans un Univers dominé par le rayonnement, la température varie de façon inversement proportionnelle à l'expansion.

Mais actuellement, l'Univers est dominé par la matière : l'équivalence masse énergie donne $u = \rho c^2$ où ρ peut être la densité massique ρ_r du rayonnement, ou ρ_m la masse volumique de la matière.

$$\rho_r = \frac{u}{c^2} = \frac{aT^4}{c^2} \quad (1.3)$$

soit actuellement si $T = 2,7$ K, $\rho_r \approx 7 \cdot 10^{-34}$ g/cm³, ce qui est négligeable par rapport à $\rho_m \approx 10^{-30}$ g/cm³ fournie par les observateurs.

Dans un Univers actuel dominé par la matière, on peut considérer la pression du gaz de galaxies comme nulle, et l'équation (1.1) donne

$$\rho_m r^3 = \text{cste}$$

ce qui équivaut simplement à dire que la masse $M = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_m$ de chaque covolume est constante.

La comparaison des expressions $\rho_r r^4 = \text{cste}$ et $\rho_m r^3 =$

cste, confirme bien que l'on passe d'un stade d'Univers radiatif à un Univers matériel au cours de l'expansion, le passage proprement dit étant intervenu au moment où matière et rayonnement se sont découplés avec la constitution d'atomes neutres et la formation du rayonnement cosmologique ($T = 3\,000\text{ K}$ à l'époque) dont nous n'observons plus que le résidu, à $2,7\text{ K}$, refroidi par l'expansion.

Dynamique de l'expansion

Si l'on considère par exemple une galaxie de masse m à la surface de la sphère de rayon $r(t)$ d'un covolume de masse M à symétrie sphérique (principe cosmologique d'uniformité et d'isotropie de l'Univers), cette galaxie est soumise à une force attractive radiale et

$$m\ddot{r} = -\frac{GMm}{r^2} \quad (1.4)$$

soit par intégration

$$\frac{1}{2} m\dot{r}^2 - \frac{GmM}{r} = K \text{ (cste)} \quad (1.5)$$

qui traduit que l'énergie totale de la galaxie dans le champ gravitationnel du covolume (= énergie cinétique + énergie gravitationnelle), est une constante. Le destin de l'Univers est donc lié à la valeur de K , ce qui ramène au calcul classique de la vitesse de libération v_e d'un mobile soumis à l'attraction d'une masse M .

Par ailleurs, d'après la loi de Hubble $v = \dot{r} = Hr$ soit

$$H = \frac{\dot{r}}{r} = \frac{\dot{R}}{R}$$

ce qui permet de déterminer la variation de H avec le temps si l'on connaît $r(t)$. Ainsi que la valeur du décalage spectral z , sachant que les longueurs d'onde, comme toutes les longueurs physiques, sont étirées d'un facteur $R(t)$ au cours de l'expansion.

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \frac{R(t)}{R(t_0)}$$

si λ est la longueur d'onde émise à t , λ_0 étant la longueur d'onde reçue à t_0 . Soit

$$z = \frac{\Delta\lambda}{\lambda} = \frac{\lambda_0 - \lambda}{\lambda_0} = \frac{R(t_0)}{R(t)} - 1 = \frac{r(t_0)}{r(t)} - 1$$

H varie avec le temps

$$\dot{H} = \frac{\ddot{r}}{r} - \frac{\dot{r}^2}{r^2} = -\frac{\dot{r}^2}{r^2} \left(1 - \frac{\ddot{r}r}{\dot{r}^2}\right) = -H^2(1+q)$$

où l'on a introduit le « facteur de décélération »

$$q = -\frac{\ddot{r}r}{\dot{r}^2} = -\frac{\ddot{R}R}{\dot{R}^2}$$

D'après (1.4)

$$\ddot{r} = -\frac{GM}{r^2} = -\frac{4}{3}\pi G\rho r$$

et l'on tire aisément

$$q = \frac{4\pi G}{3H^2} \rho \quad (1.6)$$

De (1.4) et (1.5) on tire

$$\frac{K}{m} = \frac{1}{2} \dot{r}^2 + r\ddot{r} = \dot{r}^2 \left(\frac{1}{2} - q\right)$$

a) $K = 0$ (équivalent à $v = v_e$) soit $q = 1/2$. (1.5) se réduit à

$$\dot{r} = \sqrt{\frac{2GM}{r}} \quad (1.7)$$

ce qui donne aisément

$$r(t) = \left(\frac{9GM}{2}\right)^{1/3} t^{2/3} \quad (1.8)$$

L'expansion se poursuit indéfiniment, mais à un taux le plus faible possible, qui tend à s'annuler pour $t \rightarrow \infty$. On obtient en effet $H = 2/3t$ (1.9). L'Univers est dit plat, l'expansion parabolique (fig. 1.16, p. 17, courbe 2). On obtient une estimation pour l'âge actuel de l'Univers $t_0 = \frac{2}{3H_0}$.

Si l'on prend $H_0 = 70\text{ km/s/Mpc}$, on obtient $t_0 \approx 13 \cdot 10^9$ années. (1.7) donne

$$\dot{r}^2 = \frac{8\pi G\rho}{3} r^2$$

d'où $H^2 = 8\pi G\rho/3$. On a donc

$$\rho = \rho_{\text{crit}} = \frac{3H^2}{8\pi G} \quad (1.10)$$

soit

$$\rho_0 = \frac{3H_0^2}{8\pi G} \approx 10^{-29} \text{ g/cm}^3$$

De (1.6) et (1.10) on déduit aisément

$$2q = \frac{\rho}{\rho_{\text{crit}}} = \Omega$$

Les observations montrent qu'en tenant compte de la masse dite « cachée », l'Univers serait plat ou « presque » et les expressions (1.8) et (1.9) donneraient une bonne idée des comportements du rayon de l'Univers et de la constante de Hubble.

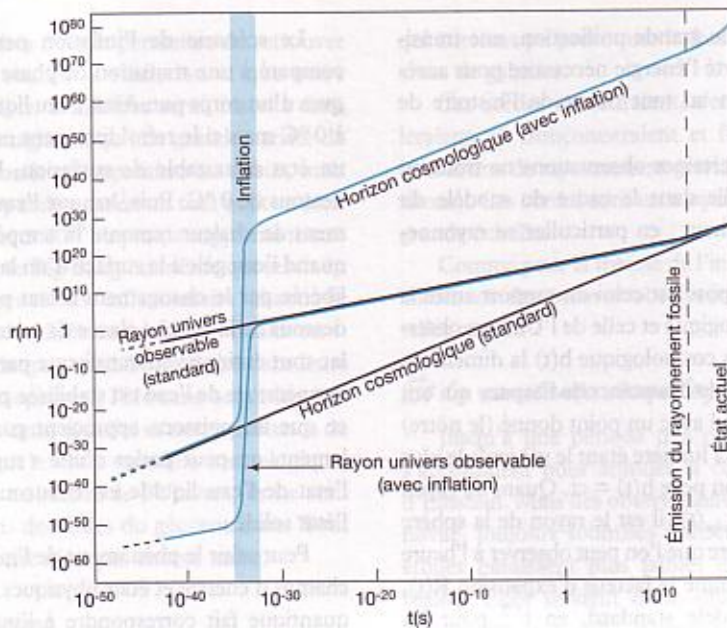


FIGURE 1.64. ÉVOLUTIONS DE L'HORIZON COSMOLOGIQUE ET DU RAYON DE L'UNIVERS OBSERVABLE DANS LE CADRE DU MODÈLE STANDARD ET DU MODÈLE INFLATIONNAIRE. (D'après Guth et Steinhardt, 1988).

b) $K < 0$ ($v < v_c$) soit $\rho > \rho_{\text{crit}}$, $q > 1/2$, $\Omega > 1$.

L'expansion est dite elliptique, l'Univers fermé. La résolution de (1.5) donne

$$\begin{cases} r(t) = r_0(1 - \cos \omega) \\ t = \frac{r_0}{c} (\omega - \sin \omega) \end{cases}$$

qui sont les équations paramétriques d'une cycloïde (fig. 1.16, courbe 1 p. 17) où ω est le paramètre de développement de l'Univers, $\omega \in [0, +\infty[$, et r_0 une longueur d'échelle $r_0 = GM/9c^2$.

L'expansion va s'arrêter, le rayon de l'Univers passant par un maximum $r = 2r_0$, puis s'inverser en une contraction, se terminant par un grand effondrement (« Big Crunch »).

c) $K > 0$ ($v > v_c$) soit $\rho < \rho_{\text{crit}}$, $q < 1/2$, $\Omega < 1$.

L'expansion va se poursuivre indéfiniment. Elle est dite hyperbolique et l'Univers ouvert (fig. 1.16, courbe 3 p. 17). On a alors

$$\begin{cases} r(t) = r_0(\cosh \omega - 1) \\ t = \frac{r_0}{c} (\sinh \omega - \omega) \end{cases}$$

ch ω et sh ω sont les cosinus et sinus hyperboliques

$$\cosh \omega = \frac{e^\omega + e^{-\omega}}{2} \quad \sinh \omega = \frac{e^\omega - e^{-\omega}}{2}$$

d) Cas de l'Univers dominé par le rayonnement

On peut résoudre (1.4) en utilisant (1.3).

$$\text{D'où} \quad \ddot{r} = -\frac{4}{3} \frac{\pi G \rho r^4}{c^2 r^3}$$

$$\text{avec} \quad \rho r^4 = \text{cste} = A \quad \text{d'après (1.2)}$$

Soit par intégration

$$\dot{r}^2 = \frac{8\pi G A}{3c^2} \frac{1}{r^2} + \text{cste}$$

On est dans le cas des faibles valeurs de r (et de t) et le terme en $1/r^2$ l'emporte sur la constante.

On obtient aisément

$$r = \left(\frac{32\pi G A}{c^2} \right)^{1/4} t^{1/2}$$

La facteur d'échelle variant en $t^{1/2}$, pendant la phase de l'Univers radiatif, la température varie en $t^{-1/2}$. Cette loi de variation a été utilisée dans la figure (1.20, p. 24) qui résume l'histoire thermique de l'Univers à ses débuts.

Le recours à l'inflation

Afin d'expliquer pourquoi les outils de la cosmologie quantique permettent de créer un univers qui ressemble au nôtre et pourquoi l'Univers paraît tellement homogène, régulier et isotrope, les théoriciens ont imaginé, en

appliquant les théories de grande unification, une transition de phase qui a apporté l'énergie nécessaire pour accélérer le taux d'expansion au tout début de l'histoire de l'Univers.

En effet (cf. p. 26) certaines observations ne trouvent pas d'explication naturelle dans le cadre du modèle dit « standard » exposé plus haut : en particulier ce rayonnement fossile si isotrope.

Le problème qui est posé est celui du rapport entre la taille de l'horizon cosmologique et celle de l'Univers observable. On appelle horizon cosmologique $h(t)$ la dimension de la frontière de l'ensemble des points de l'espace qui ont pu entrer en contact causal avec un point donné (le nôtre) depuis le temps « zéro ». La lumière étant le véhicule le plus rapide de l'information, on pose $h(t) = ct$. Quant au rayon de l'Univers observable $r_{\text{obs}}(t)$, il est le rayon de la sphère qui contient toute la matière que l'on peut observer à l'heure actuelle. Il varie donc comme le facteur d'expansion $R(t)$, c'est-à-dire, dans le modèle standard, en $t^{1/2}$ pour un Univers euclidien, en $t^{2/3}$ pour un Univers dominé par le rayonnement. $h(t)$ augmente donc plus vite que $r_{\text{obs}}(t)$ (ce qui signifie notamment qu'actuellement apparaissent dans l'Univers observable des galaxies qui n'étaient pas visibles auparavant ; enfin théoriquement, car elles sont trop loin...). Comme h et r_{obs} ont actuellement une valeur comparable, de l'ordre de 15 milliards d'années-lumière, cela veut dire que par le passé r_{obs} était plus grand que h , et ce d'autant plus que l'on remonte dans le passé (fig. 1.64). Dans ce cas l'isotropie de l'Univers, en particulier du rayonnement cosmologique, émis à $t = 10^6$ a, n'est pas compréhensible. Ainsi au temps de Planck, le rayon de l'Univers observable standard vaut quelques millimètres alors que l'horizon cosmologique, le rayon de Planck, vaut 10^{-33} centimètres ! Il faut donc imaginer qu'à cette époque la matière de l'Univers observable était confinée dans un espace beaucoup plus petit que prévu par le modèle de standard, beaucoup plus petit même que la sphère de Planck pour être causalement lié, et qu'une formidable expansion, bien plus rapide que la lumière, l'ait étirée pour lui faire atteindre la valeur r_{obs} prévue par le modèle standard. Ainsi, des points apparemment disjoints causalement selon le modèle standard, ne le seraient pas en fait grâce au scénario inflationnaire. De même, du fait de l'inflation, l'horizon cosmologique adopterait une valeur beaucoup plus grande que celle prévue par le modèle standard, de façon à être toujours nettement supérieur au rayon de l'Univers observable (fig. 1.64, p. 81).

Alors qu'avant l'Univers ne pouvait être homogène qu'à toute petite échelle, l'inflation a effacé toute anisotropie et toute irrégularité primordiale.

Le scénario de l'inflation peut être qualitativement comparé à une transition de phase entre deux états physiques d'un corps pur. Ainsi l'eau liquide gèle théoriquement à 0°C mais si le refroidissement est rapide, il peut y avoir un état métastable de surfusion, l'eau restant liquide en dessous de 0°C . Puis, lorsque l'eau gèle enfin, un dégagement de chaleur remonte la température vers 0°C . Ainsi quand l'eau gèle à la surface d'un lac ou de la mer, l'énergie libérée par le changement d'état permet à l'eau située en dessous de la couche glacée de rester liquide. Et tant que le lac tout entier ne se transforme pas en un bloc de glace, la température de l'eau est stabilisée par cette chaleur latente, ce que les poissons apprécient particulièrement. Parallèlement, on peut parler d'une « rupture de symétrie » car l'état de l'eau liquide est beaucoup plus symétrique que l'état solide.

Pour saisir le phénomène de l'inflation, il faut comparer champs d'énergie et états physiques de l'eau. La mécanique quantique fait correspondre à l'interaction grand-unifiée un champ qui peut passer d'une valeur de haute énergie à une valeur inférieure lorsque cette interaction se dissocie en interaction nucléaire forte et interaction électrofaible au terme d'une brisure de symétrie qui intervient vers $T = 10^{28}$ K à 10^{-35} s, au moment où la densité d'énergie du rayonnement tombe en dessous de la densité d'énergie associée au champ de l'interaction grand-unifiée. Ce champ peut subsister, à l'état de « surfusion » quantique en dessous de la température de dissociation, en raison de la décroissance rapide de la température due à l'expansion. L'énergie du champ est positive, importante, et correspond à des forces répulsives énormes qui accélèrent brutalement l'expansion et entraînent une chute provisoire brutale de la température. Lorsque finalement l'interaction grand-unifiée se dissocie, le champ prend une valeur plus basse, dégageant une énergie importante sous forme de rayonnement, ce qui fait reprendre à la température et à l'expansion leur cours normal, en même temps que l'énergie radiative redevient prépondérante.

Pour l'instant la théorie de l'inflation résout plus de problèmes qu'elle n'en pose : les fluctuations de densité qui ont donné naissance aux galaxies proviennent des fluctuations quantiques qui proviennent elles-mêmes des fluctuations d'énergie à l'échelle microscopique du quantum. Si l'Univers avait une forte courbure, il se serait prématurément effondré. La théorie de l'inflation explique pourquoi l'Univers est pratiquement plat et euclidien, cela provient de l'expansion extraordinairement rapide, et pourquoi les étoiles et le système solaire ont eu suffisamment de temps pour évoluer.

Pourtant bien des détails de la théorie inflationnaire sont encore peu clairs. Certains pensent que la physique

des particules élémentaires devrait permettre de retrouver les conditions qui ont conduit à l'inflation et que notre Univers est le seul possible. L'inflation serait inscrite dans le *Big Bang*. D'autres imaginent qu'une grande variété de champs de particules aurait pu apparaître au début, mais que l'inflation n'a pu apparaître qu'en un tout petit endroit qui, se gonflant d'un facteur 10^{30} ou plus, a supplanté toutes les autres régions. C'est le *Big Bang* lui-même qui serait en fait le résultat d'un processus inflationnaire chaotique ayant « réussi » de façon localisée au sein d'un « Multivers ». Certains même n'hésitent pas aussi à introduire dans leurs modèles des idées anthropiques : l'Homme serait le symbole, voire la finalité de cette réussite et notre existence de toute façon déterminerait le « bon » modèle cosmologique. En replaçant l'Homme au centre de l'Univers, ils ne sont apparemment pas guéris des folies du géocentrisme. Tout cela montre que la réponse n'est pas encore mûre.

Les cordes cosmiques

Les cordes cosmiques ont été imaginées par certains théoriciens pour expliquer la formation des galaxies et des amas de galaxies. Ce sont des « défauts topologiques » qui se présenteraient sous forme de configurations matérielles ayant l'aspect de filaments qui auraient existé dès les premiers instants de l'Univers. Une corde pourrait n'avoir que 10^{-27} cm d'épaisseur, mais contenir sur des centaines ou même des millions d'années-lumière 10^{17} fois la masse du Soleil. De telles cordes seraient les lieux de condensation

qui auraient pu provoquer la formation des galaxies et des amas de galaxies.

Ces cordes se tordraient, s'entrecouperaient, s'emmêlèrent, se tronçonneraient et finalement disparaîtraient sous forme de rayonnement gravitationnel (émission de gravitons). Ces cordes sont un moyen de structurer l'Univers à grande échelle.

Comme pour la théorie de l'inflation, les astrophysiciens cherchent des preuves observationnelles de l'existence de telles cordes.

Et la constante cosmologique refait surface !

Jusqu'à une période très récente, les astrophysiciens s'accordaient pour annuler la constante cosmologique Λ d'Einstein. Mais des observations toutes récentes de supernovae, toujours soumises à discussion, montrent que ces étoiles paraissent plus faibles qu'elles ne le seraient en réalité. Elles seraient donc situées à une distance plus importante que celle déterminée à l'aide des modèles d'expansion en vigueur. Il est tentant pour certains d'expliquer ce phénomène par une décélération moindre que prévue, voire par une accélération de l'expansion, qui pourrait être due à une énergie positive du vide, c'est-à-dire à une constante cosmologique positive, d'une valeur équivalente comparable à ρ_{crit} . Si la matière attire la matière, l'existence de $\Lambda > 0$ permet de dire que l'espace repousse l'espace !

On perçoit tout le travail qui « reste » à faire chez théoriciens et observateurs...

Cela fait plus de 350 ans que les hommes essaient de comprendre l'origine de la Terre et des planètes. Des centaines de théories se sont opposées et, en l'absence de contraintes observationnelles suffisamment nombreuses, il était bien difficile de « choisir la bonne ». La situation a changé à la fin du xx^e siècle avec l'exploration du système solaire et la collecte de nouvelles informations sur ses premiers instants. Les astronomes s'accordent maintenant sur un scénario de formation des planètes, ce qui ne signifie pas qu'ils ont raison, mais les grandes lignes de l'histoire du système solaire semblent aujourd'hui comprises, même si plusieurs problèmes subsistent et si de nombreux maillons de la chaîne restent obscurs.

Il est maintenant admis que, quelque part dans la Galaxie, il y a environ 4,6 milliards d'années, un nuage de gaz interstellaire s'est effondré sous son propre poids pour donner naissance à une étoile, le Soleil, dans sa partie centrale, et à son cortège de planètes à sa périphérie. À l'état gazeux, la partie externe de la nébuleuse s'est aplatie sous forme d'un disque au sein duquel sont apparues des grains, puis des planétésimaux, puis des planètes et des satellites après quelques centaines de millions d'années. De nombreux tâtonnements et de nombreuses polémiques ont eu lieu avant d'en arriver à ce scénario.

1. Introduction

Une des motivations profondes de l'exploration du système solaire est la quête de nos origines. La Terre a subi tellement de transformations depuis sa naissance que les traces des premiers instants ont été effacées depuis longtemps. En explorant les environs de la Terre, en découvrant de « nouveaux mondes » et en faisant l'inventaire de ce qui nous entoure, il est naturel d'espérer trouver des témoignages d'époques très lointaines encore inscrits sur des astres moins actifs que la Terre. Si la formation de la Terre et des planètes nous passionne tant, nous tous, êtres humains, c'est que ce problème touche à de nombreuses questions fondamentales : comment la Terre a-t-elle été formée ? Comment le Soleil et les étoiles se sont-ils formés ? Comment

l'Homme est-il apparu sur Terre ? Y a-t-il d'autres planètes autour des autres étoiles ? Y a-t-il des formes de vie ou même d'autres « hommes » sur d'autres planètes ?

Comprendre comment s'est formé et comment a évolué le système solaire ressemble à la reconstitution d'un immense puzzle dont nous ne connaissons pas le nombre de pièces. L'exploration spatiale ainsi que de nombreuses observations à partir de la Terre et de nouveaux travaux théoriques nous ont permis d'acquérir plusieurs pièces supplémentaires. Il reste à savoir où les placer et, bien que nous y voyions un peu plus clair, de nombreux points restent dans l'ombre. Aussi bien les roches lunaires que les signaux envoyés par les sondes automatiques contiennent de très nombreuses informations, mais nous ne savons pas toujours les extraire. L'énorme quantité de données accumulées au cours de ces deux dernières décennies nous a appris au moins une chose : le problème est beaucoup plus compliqué qu'on ne le croyait il y a seulement vingt ans. On est frappé par la grande diversité des objets et des mécanismes observés. La Nature est toujours plus riche qu'on ne l'imagine *a priori* !

La cosmogonie du système solaire (c'est-à-dire l'étude de sa formation) a connu un grand renouveau depuis les années 1970 grâce à l'extraordinaire aventure de l'exploration du système solaire par des sondes spatiales, grâce à l'analyse de plus en plus fine en laboratoire de ces « sondes spatiales du pauvre » que sont les météorites et les roches lunaires, grâce à de nombreuses observations des planètes à partir de la Terre et aussi grâce au développement récent de nombreuses études théoriques favorisées par la mise en service de gros ordinateurs. Aujourd'hui, les nouvelles observations ont apporté des contraintes auxquelles doit se soumettre toute théorie. Même si quelques étapes de la formation des planètes nous échappent encore, on sait maintenant au moins « comment le système solaire ne s'est pas formé » !

La principale difficulté d'étude provient du fait que le système solaire est le seul système planétaire indiscutablement connu. Vivons-nous dans un système très improbable et unique ? ou bien dans un système très commun dans la Galaxie ? Il est évident que la possibilité d'étudier

d'autres systèmes stellaires permettrait de dégager les caractéristiques communes et d'éliminer ce qui n'est que coïncidences dues à des conditions initiales particulières. Nous nous trouvons actuellement un peu dans la situation où, à partir de l'observation d'un seul individu, nous essayerions de déduire des principes généraux sur une société ou un groupe humain. Quelles sont les caractéristiques propres à toute une population ? Qu'est ce qui est particulier à un individu ? Le fait d'avoir les yeux bleus ou bien de posséder deux jambes ? Une seconde difficulté est liée au fait qu'il est malaisé de remonter dans le passé. À partir de l'observation de l'atterrissage d'un parachutiste depuis la fenêtre de son immeuble, il n'est guère possible de connaître la hauteur à partir de laquelle il s'est jeté (3 000 mètres ou 500 mètres ?).

Les incertitudes les plus grandes se situent aux deux extrémités de notre histoire, c'est à dire au début – les premiers instants de la formation du Soleil – et à la fin – la dernière phase d'accumulation de la matière qui a conduit aux planètes actuelles.

2. Création ou éternité ?

La question des origines est de celles qui obsèdent depuis toujours l'esprit humain. Il n'est donc pas étonnant qu'elle ait suscité de nombreux récits mythiques racontant l'histoire des dieux, du monde, des institutions. Le fait que ces récits aient été écrits et diffusés a permis de les critiquer, ce qui est le début d'une approche scientifique. La plupart de ces mythes racontent une histoire primordiale dans laquelle le monde que nous connaissons naît à partir d'un chaos primitif. Ces mythes correspondent souvent à une morale où l'on distingue le bien du mal, l'ordre du chaos...

Parmi les Grecs de l'Antiquité, ceux qui ne se contentaient pas de croire des histoires quelquefois belles, souvent poétiques, mais peu crédibles, se demandaient si tout pouvait avoir été créé à partir de rien ou bien si nous étions spectateurs d'un monde qui n'était qu'un changement permanent. Ce débat entre l'idée d'une création à partir de rien ou l'idée d'un monde éternel subissant sans cesse des changements a duré plus de 2 000 ans. Il a rebondi au ^{xiii}e siècle, à l'Université de Paris, quand les œuvres d'Aristote, après avoir été traduites de grec en syriaque, puis en arabe, puis en latin, sont parvenues en Occident et que la contradiction entre la Genèse, qui affirme que le monde a été créé à partir de rien, et Aristote, qui affirme que le monde est éternel, soumis à d'incessants changements et n'a jamais eu de commencement, devint évidente. Ce débat peut être comparé à ceux ouverts par Copernic au ^{xvi}e siècle et Darwin au ^{xix}e siècle. Comme pour Galilée et

la question de l'héliocentrisme, comme pour Darwin et le problème de l'évolution des espèces, l'Église cloua au pilori ceux qu'elle considérait comme hérétiques, en l'occurrence ceux qui ne croyaient pas à une création à partir de rien, dans une condamnation solennelle en 1277.

Il est intéressant de remarquer que, dans leur tentative de comprendre le monde, certains philosophes grecs ont été amenés à imaginer que le monde et ses changements pouvaient être expliqués par la combinaison de quelques « éléments fondamentaux ». C'est ainsi qu'Empédocle, il y a environ 2 400 ans, imaginait que quatre éléments étaient à la base de tout : la terre, l'air, le feu et l'eau et que leurs combinaisons variées expliquaient le monde qui nous entoure. On ne peut être qu'impressionné par l'intuition géniale de Démocrite, qui a proposé, il y a 2 300 ans, que tous les corps du monde fussent le résultat de la combinaison de quelques éléments « insecables », les atomes, plus de 2 000 ans avant leur découverte !

Il est maintenant acquis que les planètes, comme les étoiles, comme les galaxies, comme les hommes, naissent, vivent et meurent. Il a fallu plusieurs siècles, de Descartes à nos jours pour que cette idée d'évolution s'impose devant l'accumulation des faits d'observation. Mais, jusqu'à une époque très récente, nous manquions de contraintes observationnelles en nombre suffisant pour remonter, autrement que par la pure spéculation intellectuelle, aux premiers instants de la formation des planètes et aux causes premières de la naissance du système solaire. En étudiant les textes consacrés à la question de nos origines, on rencontre plus de « philosophes » que d'« ingénieurs » et quelquefois plus de métaphysique que de physique, mais les choses sont en train de changer. Grâce à la recherche spatiale et grâce au développement des techniques d'observation, nous venons de connaître un tournant dans l'histoire de l'acquisition des connaissances.

Le fait même de se poser ces questions représente un grand progrès de l'intelligence humaine. Alors qu'il nous paraît maintenant évident que la Terre, la Lune, le Soleil, les étoiles et les objets du ciel ont bien été formés de façon naturelle, mais, en dehors des religions monothéistes, nos ancêtres ont longtemps pensé que les astres étaient là depuis des temps immémoriaux et seraient là pour l'éternité. Autrement dit, l'idée même d'évolution était étrangère aux hommes. Pendant des millénaires, des hommes ont mis dans le ciel des dieux qui avaient d'autres règles de vie, mais qui en fait nous ressemblaient beaucoup. Ils avaient apparemment un immense avantage sur nous : l'immortalité. Un tel avantage n'est qu'apparent car nous n'évoluerions pas si nous étions immortels ! Pendant des milliers d'années, les pauvres mortels que nous sommes ont essayé de comprendre le monde des dieux, dans le ciel. Mais



FIGURE 2.1. LA VISION GÉOCENTRIQUE DU MONDE. Cette gravure de 1559 représentant Atlas portant le Monde montre bien la conception géocentrique de l'Univers qui prévalait alors. Au centre, on trouve les quatre éléments (la terre, l'eau, l'air et le feu) entourés des sphères célestes (dans l'ordre fixé par Ptolémée: la Lune, Mercure, Vénus, le Soleil, Mars, Jupiter, Saturne et les étoiles fixes). Deux sphères supplémentaires au delà ont été introduites au Moyen-Âge pour des raisons théologiques.

quelques hommes ont refusé de croire que nous ne serions que de simples esclaves des caprices divins. Ils se sont posé la question un peu différemment : y a-t-il, après tout, des lois qui régissent cet Univers ? Peut-on les découvrir par l'observation du monde qui nous entoure ?

Le problème de la formation et de l'évolution du système solaire est vraiment au cœur de l'histoire de l'émergence de la pensée scientifique et rationnelle. Ce problème a fasciné les hommes depuis des siècles. Ce sujet très ancien continue même de susciter les passions et quelquefois les polémiques. Ce sujet est si « sensible » que certains, tel Giordano Bruno, ont payé de leur vie l'audace d'avoir voulu braver la doctrine de leur temps.

Tant qu'on a cru que la Terre était au centre de l'Univers (fig. 2.1), le problème de la formation du système solaire ne se posait pas. En reprenant l'idée d'Aristarque de Samos, vieille alors de plus de 1 800 ans et selon laquelle la Terre et les planètes tournent autour du Soleil, Copernic permettait à la Renaissance Scientifique de démarrer. En

moins d'un siècle, de 1550 à 1650 environ, Tycho Brahé, Kepler, Galilée et Newton apportaient les outils qui allaient permettre à la science moderne de prendre son essor.

Tycho Brahé a joué un rôle fondamental à la fin du XVI^e siècle. Proche du roi du Danemark, il réussit à convaincre ce dernier de construire un observatoire à la pointe de la technologie de l'époque, Uraniborg, au sein duquel furent réalisées les meilleures observations de la position et du mouvement des planètes. C'est en essayant d'interpréter ces mesures que Kepler découvrit les fameuses lois qui portent son nom et à partir desquelles on peut démontrer la loi de la Gravitation. En consacrant à la construction de ce seul observatoire des sommes, qui proportionnellement à la production du pays étaient supérieures à l'effort de recherche des pays industriellement avancés du XX^e siècle, ce petit royaume a rendu un grand service à l'humanité ! Des pays beaucoup plus riches comme l'Espagne s'épuisaient eux dans des guerres de religion, consacraient l'essentiel de leurs ressources à des dépenses militaires et faisaient régner l'Inquisition.

Kepler a repris toutes les observations de Tycho Brahé. Il a eu l'ambition de « géométriser l'Univers » et de réaliser ce qui avait été le rêve des grecs de l'Antiquité. Il a considéré les cinq solides « parfaits » que sont le cube, le tétraèdre, le dodécaèdre, l'icosaèdre et l'octaèdre et les six sphères inscrites et circonscrites dans ces solides (fig. 2.2) et a ainsi

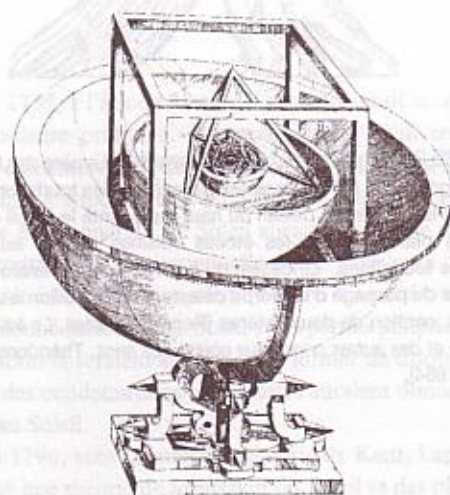


FIGURE 2.2. LE MODÈLE DU MONDE DE KEPLER. Dans son premier livre *Mysterium cosmographicum* publié en 1596, Kepler essaye de géométriser le Monde. Il place les orbites des planètes sur cinq sphères inscrites et circonscrites dans les cinq « solides parfaits » : le tétraèdre, le cube, l'octaèdre, le dodécaèdre et l'icosaèdre. La sphère externe de Saturne est circonscrite à un cube dans lequel est inscrite la sphère de Jupiter et ainsi de suite. Le cube définit donc le rapport des orbites de Jupiter et de Saturne, le tétraèdre le rapport de celles de Mars et de Jupiter, etc.

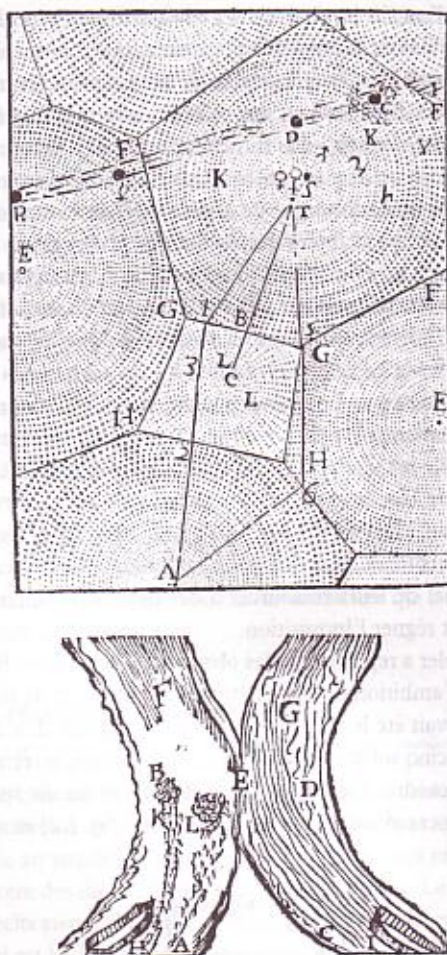


FIGURE 2.3. LES TOURBILLONS DE DESCARTES. Le père des théories cosmogoniques, René Descartes pensait que les tourbillons organisaient le Monde. Le dessin du haut représente le Soleil entouré par les planètes avec les étoiles voisines situées au centre d'autres tourbillons. Le dessin du bas représente l'analogie mécanique du passage d'un corps céleste d'un tourbillon à un autre avec la jonction de deux rivières (René Descartes, *Le traité de la lumière et des autres principaux objets des sens*, Théodore Girard, Paris, 1664).

tenté d'expliquer les tailles relatives des orbites planétaires. Kepler n'a pas réussi dans sa tentative, il a commis un certain nombre d'erreurs, il s'est laissé aller à quelques spéculations hasardeuses, mais, dans sa quête d'explication du Monde, il a trouvé les fameuses trois lois qui portent son nom ! (Voir p. 50).

Galilée peut être considéré comme le père de la cinématique et, en étant un des premiers à utiliser une lunette pour observer le ciel, il a fait, en quelques nuits du mois de juillet 1610, la plus grande moisson de découvertes astronomiques jamais réalisée. À partir de la loi de la chute des corps qu'il a découverte, il a essayé de comprendre le mouvement des planètes. L'œuvre immortelle de Newton, père de la loi de la Gravitation (1687), a donné aux astronomes l'outil pour étudier l'évolution du système solaire.

Les premières études scientifiques sérieuses de l'origine du système solaire remontent à Descartes (1632), Buffon (1749), Kant (1755) et Laplace (1796). Depuis trois cents ans, plus de cinquante théories, pour la plupart incompatibles entre elles, ont été publiées. Pendant longtemps, le trop petit nombre de données observationnelles ne permit généralement pas de les rejeter. La situation a quelque peu changé depuis ces dernières années, les nouvelles observations ayant fixé des contraintes auxquelles doit se soumettre toute théorie. Même si quelques étapes de la formation des planètes nous échappent encore, on sait maintenant au moins « comment le système solaire ne s'est pas formé » !

Descartes peut être considéré comme le père de la cosmologie moderne. Pour lui, l'Univers n'était pas vide, mais rempli par l'éther et la matière. Descartes pensait qu'au sein de l'éther, les seuls mouvements possibles étaient ceux de tourbillons qui se mettaient en place dès que le moindre mouvement était amorcé (fig. 2.3). Pour lui, l'Univers était rempli de tourbillons circulaires de toutes les tailles. La gravité était ainsi expliquée par la présence de tourbillons qui nous plaquaient à la surface de la Terre tandis que la Lune tournait autour de la Terre en flottant sur un ensemble de tourbillons.

Le frottement entre les différents tourbillons polissait la matière primordiale de forme *a priori* irrégulière. Ce matériau se rassemblait au centre d'un tourbillon pour former les étoiles et le Soleil. Autour de celui-ci, un matériau plus grossier était capturé pour former la Terre et les planètes. Les satellites étaient issus de tourbillons secondaires formés autour des planètes. Dans « *Le Monde ou Le traité de la Lumière* » publié en 1632 et les « *Principia Philosophiae* » publiés en 1644, Descartes expliquait le Monde de manière mécanique. Sa théorie ne comprenait aucune approche quantitative et ne tenait pas compte de la troisième loi de Kepler. Dès la découverte de la loi de la Gravitation par Newton, ce scénario de formation du système solaire fut abandonné.

Bien que ce modèle des tourbillons nous paraisse maintenant bien désuet, on doit reconnaître à Descartes d'une part le mérite d'avoir été le premier à proposer une théorie

unique pour expliquer la formation du système solaire dans son ensemble et d'autre part d'avoir essayé d'expliquer le Monde de manière rationnelle. Si Newton a fait preuve de génie en découvrant la loi de la Gravitation, il s'est bien gardé d'en tirer toutes les conséquences et il a complètement négligé la notion d'évolution. Pour lui, les planètes étaient apparues toutes faites à partir de rien des mains d'un Créateur. S'il a proposé une théorie qui s'est avérée fausse, Descartes a eu le mérite d'imposer l'idée que le Monde est le siège d'un processus d'évolution.

Buffon a émis en 1749 l'idée que les planètes s'étaient condensées à partir de matériau éjecté du Soleil à la suite d'une collision avec une comète. Cette collision aurait été à l'origine de la rotation du Soleil et des planètes. Des instabilités de rotation auraient produit les systèmes de satellites. Pour cela, il peut être considéré comme le père des théories catastrophiques (fig 2.4). À son époque, Buffon n'avait aucun moyen de connaître la masse d'une comète. Les phénomènes de fluorescence qui expliquent la luminosité des queues de comètes étaient ignorés. De la même manière qu'un tube au néon peut être très lumineux, même si la densité au sein du tube est très faible, la queue d'une comète peut être très spectaculaire alors que sa densité est comparable à celle d'une cuve à vide sur Terre. Pour expliquer sa luminosité, Buffon avait estimé la masse de la grande comète de 1680 à 28 000 fois celle de la Terre alors qu'une comète est des dizaines de millions de fois moins massive que la Terre !

Buffon avait été frappé par le fait que les planètes se déplaçaient autour du Soleil dans la même direction et approximativement dans le même plan. Il en avait donc déduit, à juste titre, qu'il était très improbable qu'elles eussent été formées indépendamment les unes des autres, et qu'un phénomène unique était à l'origine de tout. Si les six planètes connues du temps de Buffon avaient été formées de manière aléatoire, chacune ayant été apportée ou capturée indépendamment des autres, on peut aisément calculer la probabilité pour qu'elles tournent dans le même sens et pour que les plans de leur orbite soient à moins de $7,5^\circ$ les uns des autres. Elle est très faible, égale à $(1/24)^5$ soit $1/7\,962\,624$.

Dès que la nature des comètes a été mieux connue, cette théorie a été abandonnée. On peut rendre hommage à Buffon d'avoir remarqué que les « régularités » du système solaire suggéraient fortement qu'un processus unique avait été la cause de sa formation. Buffon était un naturaliste ignoré par les astronomes de son temps, mais son idée fut reprise, essentiellement par les astronomes anglais, en remplaçant la comète par une étoile. En passant au voisinage du Soleil, une étoile aurait arraché, par effet de marée, un filament de matière. En se refroidissant, le gaz composant ce filament aurait donné naissance aux planètes.

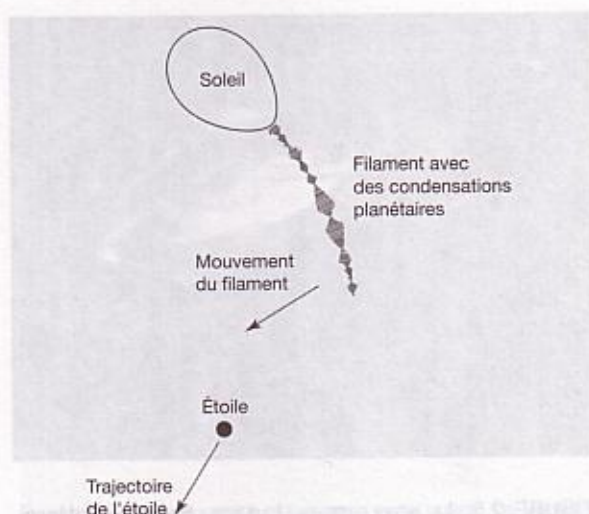


FIGURE 2.4. LES THÉORIES CATASTROPHIQUES. Pendant près de 200 ans, on a cru que le système solaire avait été formé à la suite du passage d'une étoile qui, en frôlant le Soleil, lui aurait arraché un filament de matière. En se refroidissant, le filament aurait donné naissance au Soleil. On sait maintenant, depuis les années 1930, que les planètes ne se sont pas formées ainsi. L'abondance du deutérium, isotope de l'hydrogène, indique que le matériau qui a formé les planètes n'a jamais été chauffé aux températures que l'on atteint au sein d'une étoile. Les calculs modernes montrent que, si le Soleil était frôlé par une étoile, le résultat serait plutôt la formation d'une atmosphère étendue et non celle d'un filament.

En 1755, à l'âge de 31 ans, Kant a introduit le concept de nébuleuse primitive. Il supposait que l'Univers était rempli essentiellement de gaz et que les régions qui avaient une densité supérieure à celle du voisinage attiraient la matière environnante. Le Soleil aurait ainsi été le résultat de la contraction gravitationnelle d'une nébuleuse unique qui serait à l'origine du système solaire. La partie centrale aurait donné naissance au Soleil et les parties périphériques en rotation se seraient aplaties pour former un disque dans lequel des condensations secondaires auraient donné naissance au Soleil.

En 1796, sans connaître la théorie de Kant, Laplace a proposé une théorie de formation du Soleil et des planètes à partir d'une nébuleuse primitive étendue qui se serait contractée sous l'effet des forces de gravitation (fig. 2.5). Ces deux théories ont été énoncées indépendamment et n'ont en commun que le point de départ : une nébuleuse gazeuse contenant le Soleil. Contrairement à Kant, Laplace supposait que la nébuleuse était en fait la partie extérieure du proto-Soleil. Pour Laplace, la température de la nébuleuse était élevée au début et, au fur et à mesure de la



FIGURE 2.5. LA NÉBULEUSE DE LAPLACE. Suggérée indépendamment par Kant et Laplace à la fin du XVIII^e siècle, l'idée que le Soleil et les planètes proviennent du même « globule » de matière s'est avérée être la bonne. Le centre de la nébulosité primitive, en s'effondrant sur lui-même, a donné naissance à l'étoile Soleil tandis que les planètes se sont formées dans les parties périphériques.

contraction, elle a graduellement diminué tandis que la vitesse de rotation a augmenté au point où des anneaux de matière se sont détachés du proto-Soleil quand la « force centrifuge » à l'équateur a dépassé la force d'attraction. La contraction a continué et une série d'anneaux a ainsi été expulsée du Soleil. Chaque anneau a donné par la suite naissance à une planète. Kant n'a jamais développé les idées qu'il a présentées en 1755 et il a négligé un principe de physique aussi fondamental que la conservation du moment cinétique.

Laplace, qui était un très grand mathématicien, n'a jamais essayé de quantifier sa théorie de la nébuleuse primitive. Il s'est contenté d'une discussion qualitative sans jamais se livrer à des développements mathématiques sur ce sujet. De nombreuses critiques peuvent être adressées à sa théorie, en particulier une instabilité de rotation ne conduirait pas nécessairement à la formation d'anneaux, mais plutôt à une éjection continue de matière. De plus, des anneaux n'auraient pas nécessairement tendance à se condenser en planètes. Enfin, le moment cinétique actuel du système solaire est insuffisant, d'un facteur 20, pour que, dans le passé, les forces centrifuges aient été assez intenses pour briser le Soleil. L'école française d'astronomie a néanmoins adopté dans sa majorité cette idée de la nébuleuse primitive.

Le Soleil, qui contient 99 % de la masse du système solaire, tourne relativement lentement. Son moment cinétique ne représente que 2 % de celui des planètes. Cette répartition étonnante du moment cinétique a longtemps perturbé les astronomes. L'école anglaise d'astronomie a évoqué cet argument pour rejeter la théorie de Laplace et lui préférer l'idée qu'une étoile avait arraché un filament de matière au Soleil. Cette théorie catastrophique a prévalu pendant plus de 150 ans et a été constamment améliorée pour aboutir entre 1915 et 1929 à un modèle quantitatif qui semblait convaincant à l'époque.

Mais, peu de temps après, les astronomes ont compris grâce en particulier à Nölke en 1932, Russell en 1935 et Spitzer en 1939 que le système solaire n'avait pas été créé par le passage proche d'une étoile. En effet, ce modèle ne résoud pas mieux que celui de la nébuleuse le problème du moment cinétique et surtout un filament arraché au Soleil serait si chaud qu'il s'évaporerait avant d'avoir eu le temps de se refroidir et de se condenser en planètes. Une étoile qui frôlerait le Soleil provoquerait la formation d'une atmosphère étendue plutôt que celle d'un filament proto-planétaire.

La mesure de la composition chimique et isotopique des planètes a montré, au cours des années 1950 et 1960, que le matériau planétaire venait d'un milieu froid et non d'un milieu chaud comme l'intérieur d'une étoile. En fait, au sein du Soleil, le deutérium, isotope de l'hydrogène avec lequel on fabrique l'eau lourde, est détruit. On trouve moins de trois atomes de deutérium pour dix millions d'atomes d'hydrogène dans une étoile et environ deux atomes de deutérium pour cent mille atomes d'hydrogène aussi bien au sein d'une planète que dans le milieu interstellaire. Le matériau qui a formé les planètes est issu de la partie froide de la nébuleuse primitive et non du cœur du Soleil sinon l'abondance de deutérium serait bien inférieure à ce qu'on observe.

Il est maintenant admis, au sein de la communauté scientifique qu'une nébuleuse primitive est l'ancêtre commun du Soleil et des planètes. Il reste à comprendre comment les planètes ont été formées dans la partie extérieure de la nébuleuse. Il est amusant de constater que les deux premières puissances mondiales du XIX^e siècle, la France et l'Angleterre, ont chacune proposé une théorie de la formation du système solaire et se sont affrontées sur ce terrain pendant 150 ans tandis qu'au lendemain de la seconde guerre mondiale, les deux plus grandes puissances, les États-Unis et l'Union Soviétique prenaient le relais en proposant chacune un scénario de formation des planètes et se sont opposées pendant 30 ans sur ce sujet !

3. Quelques faits d'observation

Nous ne pouvons pas encore recueillir à volonté des échantillons dans tout le système solaire afin de les analyser dans les laboratoires terrestres et de déchiffrer au sein de chacun l'histoire du système solaire. Cependant, depuis le début des années 1970, grâce à l'exploration spatiale du système solaire et au développement de nouveaux observatoires terrestres, la situation s'est nettement améliorée. Parmi toutes les observations nouvelles, il est souvent difficile de distinguer celles qui sont relatives aux premiers instants du système solaire de celles qui proviennent d'une évolution ultérieure.

Il existe toutefois un certain nombre de faits dont toutes les théories de formation du système solaire doivent tenir compte. Ces contraintes sont soit de nature dynamique, soit de nature chimique, soit relatives à l'âge des objets. Quelques unes sont énumérées ci-dessous :

3.1 LA RÉGULARITÉ DES ORBITES PLANÉTAIRES

Toutes les planètes tournent autour du Soleil, dans le même sens et, en première approximation, dans le plan de l'équateur du Soleil (fig. 2.6). Ceci indique, qu'avant la formation des planètes, un disque de matière a existé autour du Soleil. Si les planètes avaient été capturées les unes après les autres par le Soleil dans sa course autour du centre galactique ou bien si elles avaient été formées indépendamment les unes des autres, leur cortège formerait un système à trois dimensions ressemblant à l'image de l'atome de Bohr.

3.2 LA ROTATION LENTE DU SOLEIL

Le Soleil tourne relativement lentement sur lui-même. S'il était directement issu de la contraction gravitationnelle d'un nuage interstellaire, on pourrait s'attendre à une rotation plus rapide au point même où une instabilité de rotation aurait dû apparaître. D'autre part, il contient moins de 2 % du moment cinétique total du système solaire alors qu'il représente plus de 99 % de sa masse (tableau 2.1).

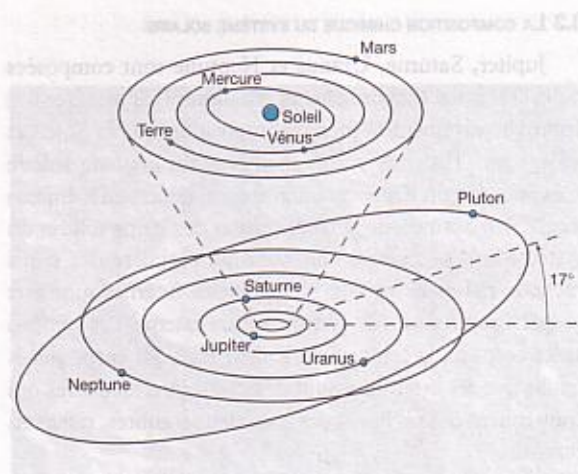


FIGURE 2.6. LA RÉGULARITÉ DES ORBITES PLANÉTAIRES. De Vénus à Neptune, toutes les planètes sont pratiquement situées dans le plan équatorial du Soleil. Leurs plans orbitaux sont inclinés de moins de 3,5° par rapport au plan de l'écliptique défini comme étant le plan de l'orbite de la Terre autour du Soleil. L'inclinaison des deux planètes extrêmes, Mercure et Pluton, est plus importante. Elle est respectivement de 7° et de 17,1° par rapport au plan de l'écliptique. Pour beaucoup d'astrophysiciens, Pluton est un gros astéroïde, membre de la ceinture de Kuiper, plutôt qu'une petite planète.

OBJET	POURCENTAGE DE LA MASSE TOTALE
Soleil	99,80
Jupiter	0,10
Comètes	0,05
Les autres planètes	0,04
Satellites et anneaux	0,00005
Astéroïdes	0,000002
Poussières	0,0000001

OBJET	POURCENTAGE DU MOMENT CINÉTIQUE TOTAL
Soleil	1,9
Mercur	0,004
Vénus	0,058
Terre	0,076
Mars	0,011
Jupiter	59,9
Saturne	24,9
Uranus	5,9
Neptune	8,0

TABLEAU 2.1. LA RÉPARTITION DES MASSES ET DU MOMENT CINÉTIQUE DANS LE SYSTÈME SOLAIRE. Alors que moins de 1 % de la masse du système solaire est contenue dans les planètes, elles possèdent plus de 98 % du moment cinétique.

3.3 LA COMPOSITION CHIMIQUE DU SYSTÈME SOLAIRE

Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune sont composées pour l'essentiel d'hydrogène et d'hélium. Ces planètes ont approximativement la même composition que le Soleil et les étoiles. Tous les autres membres du système solaire présentent, à un degré ou un autre, un déficit en éléments légers. Un examen de la composition des corps solides du système solaire montre une variation régulière des corps rocheux riches en métaux des planètes internes jusqu'aux corps riches en glaces du système solaire externe. Les comètes et les corps de la ceinture de Kuiper sont des corps glacés tandis que les astéroïdes sont des corps intermédiaires qui contiennent des roches et des matériaux sombres, riches en carbone.

La variation de composition chimique d'un objet à l'autre du système solaire est interprétée comme une séquence dépendant de la température, les éléments volatils ne pouvant pas se condenser en corps solides près du Soleil, là où la température est élevée. Certains se demandent si l'eau présente sur Terre et sur Mars n'a pas été apportée de l'extérieur du système solaire, la température au niveau de la Terre étant trop élevée pour que la glace d'eau se condense.

L'efficacité des réactions chimiques dépendant fortement de la température, l'analyse de la composition précise des corps du système solaire donne des contraintes précieuses sur leur température initiale et la distance au Soleil au moment de leur formation.

ÉLÉMENT	ABONDANCE RELATIVE (EN NOMBRE)	FRACTION DE LA MASSE TOTALE
H	3.18×10^4	0.9800
He	2.21×10^3	
C	11.8	0.0150
N	3.64	
O	2.21	
Ne	3.44	
Na	6×10^{-2}	0.0037
Mg	1.06×10^{-2}	
Al	0.85	
Si	1 (convention)	
S	0.5	
Ca	7.2×10^{-2}	
Fe	0.83	
Ni	4.8×10^{-2}	

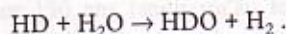
TABLEAU 2.2. LA COMPOSITION CHIMIQUE DE L'ENSEMBLE DES PLANÈTES. On distingue trois groupes d'éléments dominants : tout d'abord l'hydrogène et l'hélium, puis le quatuor carbone, azote, oxygène et néon et huit autres éléments : le sodium, le magnésium, l'aluminium, le silicium, le soufre, le calcium, le fer et le nickel. Tous les autres éléments sont beaucoup moins abondants.

SOLEIL (PROPORTION PAR RAPPORT AU SILICIUM)	TERRE	ATMOSPHÈRE DE LA TERRE	HOMME
H 2.7×10^4	O 0.50	N 0.78	H 0.61
He 1.8×10^3	Fe 0.17	O 0.21	O 0.26
O 18.4	Si 0.14	Ar 0.01	C 0.11
C 11.1	Mg 0.14	Etc.	N 0.02
Ne 2.6	S 0.02		Etc.
N 2.3	Ni 0.01		
Mg 1.1	Al 0.01		
Si 1	Ca 0.01		
Fe 0.9	Na 0.01		
S 0.5	Etc.		
Ar 0.1			
Etc.			

TABLEAU 2.3. COMPARAISON DE LA COMPOSITION CHIMIQUE (EN ABONDANCE) DU SOLEIL, DE LA TERRE, DE L'ATMOSPHÈRE TERRESTRE ET D'UN CORPS HUMAIN. On constate que la composition chimique d'un homme est plus proche de celle d'une étoile comme le Soleil que de celle de la Terre. De là à dire que nous sommes les enfants des étoiles, c'est un pas que nous ne franchirons pas ...

Hormis l'hydrogène et l'hélium qu'on trouve en abondance dans les planètes géantes et qui sont en faibles quantités dans les planètes telluriques, on pourrait penser que les autres éléments sont dans des proportions voisines au sein de toutes les planètes. En fait il n'en est rien et les planètes telluriques et géantes se distinguent aussi par les proportions relatives des éléments autres que l'hydrogène et l'hélium. Elles possèdent comparativement beaucoup moins de magnésium, de fer et de silicium que les planètes telluriques. Par contre elles possèdent plus de carbone, d'azote, de soufre et beaucoup plus de gaz rares : néon et argon.

La mesure des rapports isotopiques lithium/silicium et deutérium/hydrogène a permis de comprendre que les planètes avaient été formées à partir d'un milieu froid et non d'un milieu chaud comme l'intérieur d'une étoile et a permis de rejeter la théorie de formation du système à partir d'un filament arraché au Soleil lors du passage proche d'une étoile. L'observation du deutérium donne aussi des informations précieuses grâce à la réaction :



Quand la température diminue, l'efficacité de cette réaction diminue, c'est-à-dire que la valeur du rapport $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ diminue. L'enrichissement en deutérium de différents objets nous renseigne donc sur leur température de formation.

3.4 LES SIMILITUDES ENTRE LES SYSTÈMES DE SATELLITES ET LES SYSTÈMES DE PLANÈTES

On peut se demander si les systèmes de satellites des planètes géantes sont de petits systèmes solaires en réduction. La majorité des satellites de Jupiter, de Saturne, d'Uranus et de Neptune tournent en effet dans le même sens et dans le plan équatorial de la planète. Seuls quelques satellites extérieurs, qui ont des orbites inclinées et excentriques, semblent avoir été capturés ultérieurement. En fait, il y a au moins un paramètre physique, la température, qui joue un rôle moins important dans le cas des satellites. En effet, le gradient de température d'un satellite à l'autre est moindre que d'une planète à l'autre.

Il paraît naturel qu'il n'y ait pas de satellites autour de Vénus et de Mercure. La proximité du Soleil d'une part et les effets de marée d'autre part auraient probablement éliminé tout satellite présent au début de l'histoire de ces planètes. Pour beaucoup d'astronomes, les satellites de Mars, Phobos et Deimos, semblent avoir été capturés. Par contre, les couples formés d'une part par la Terre et la Lune et d'autre part par Pluton et Charon semblent avoir une origine différente. En effet, ces deux satellites sont, en première approximation, un peu plus petits, mais de taille comparable à celle de leur planète alors que tous les autres satellites du système solaire sont de masse et de taille négligeables par rapport à la planète centrale. La Terre et la Lune ou Pluton et Charon (fig. 1.55, p. 67) ressemblent plus à des planètes doubles de la même manière qu'il existe des étoiles doubles.

3.5 L'ÂGE DE LA TERRE ET DU SYSTÈME SOLAIRE

La datation radioactive montre que les roches terrestres les plus vieilles ont au moins 3,8 milliards d'années tandis que certains échantillons rapportés de la Lune ont plus de 4,2 milliards d'années. Les météorites primitives ont des âges de l'ordre de 4,5 milliards d'années. Cet âge, commun aux corps les plus primitifs du système solaire, est considéré comme l'âge de la formation des planètes. L'analyse des météorites nous informe qu'elles se sont condensées à partir d'un gaz chaud. Le fait que leurs âges sont semblables nous indique que toutes les planètes se sont formées dès le début de l'histoire du système solaire en moins de cent millions d'années.

3.6 LA CRATÉRISATION

Toutes les surfaces solides des corps du système solaire sont couvertes de cratères, cicatrices laissées par l'impact de bolides. L'activité géologique tend à effacer ces cratères. Par exemple, sur Terre, le jeu combiné de l'érosion par l'air et l'eau et l'activité géologique effacent régulièrement les



FIGURE 2.7. CRATÈRES LUNAIRES. Détail du sol lunaire photographié par la sonde Clémentine.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

cratères et seuls les plus récents sont encore visibles. Le décompte des cratères à la surface des planètes et des satellites nous donne donc des informations précieuses d'une part sur l'activité géologique du corps concerné et d'autre part sur le flux de météores. Une comparaison rapide de la densité de cratères d'impact entre deux régions voisines, probablement soumises au même bombardement, permet immédiatement de mesurer leur âge relatif. La région la plus cratérisée est évidemment la plus ancienne. Pour connaître la valeur absolue de l'âge, il faut analyser en laboratoire un échantillon de roche par les méthodes de datation radioactive. C'est ce qui a été fait pour la Lune avec le retour sur Terre des cailloux lunaires (fig. 2.7).

Le décompte des cratères dans le système solaire nous apprend que leur nombre et leur taille étaient supérieurs aux premiers instants de l'histoire des planètes et donc que le bombardement était beaucoup plus intense au cours du premier milliard d'années qu'aujourd'hui. Il continue depuis à un rythme plus faible et pratiquement constant. Non seulement le nombre d'impact par unité de temps était plus grand au début, mais la taille des bolides était en moyenne largement supérieure. L'histoire du système solaire a commencé par un bombardement intense !

3.7 LES MÉTÉORITES

Les météorites primitives sont les « pierres de Rosette » de nos origines. Beaucoup proviennent de la condensation d'une nébuleuse gazeuse il y a 4,5 milliards d'années, d'autres sont des débris de collisions entre astéroïdes. Les scientifiques pensent même que certaines proviennent de roches arrachées du sol de la Lune ou de Mars après l'impact violent d'un bolide. Les météorites primitives sont non seulement les objets les plus anciens jamais analysés dans les laboratoires terrestres, elles nous fournissent non seulement l'âge du système solaire, mais elles contiennent aussi des messages de première main sur les conditions physiques et chimiques qui régnaient au début de notre histoire. Leur analyse en laboratoire apporte des contraintes précieuses aux modèles cosmogoniques. Ainsi, la météorite d'Allende, tombée en 1969 au Mexique, contient un excès de l'isotope 26 du magnésium. Cet isotope est un sous-produit de la désintégration radioactive de l'isotope 26 de l'aluminium qui lui-même est produit au moment de l'explosion d'une supernova. Au moment où cette météorite se solidifiait, il y a environ 4,5 milliards d'années, elle emprisonnait en son sein des résidus de l'explosion d'une supernova au voisinage immédiat du jeune Soleil. Les scientifiques ont tout d'abord cru que l'onde de choc produite par l'explosion de la supernova était responsable de la formation du système solaire, pour se rendre compte finalement que la supernova provenait d'une étoile massive, voisine du Soleil au sein de l'amas d'étoile auquel il appartenait. Cette étoile massive était déjà en fin de vie alors que le Soleil était encore dans la plus tendre enfance. La météorite d'Allende a conservé en son sein des informations sur ce qui s'est passé près du proto-Soleil il y a 4,5 milliards d'années.

3.8 LES ASTÉROÏDES

De la même manière que les scientifiques ont besoin de fossiles aussi anciens que possible pour comprendre l'apparition de la vie sur Terre et son évolution, les astronomes recherchent des corps qui se sont formés au début de l'histoire du système solaire et qui ont conservé quelques informations sur ces premiers instants. Les planètes elles-mêmes, transformées par l'activité géologique et par les phénomènes d'érosion, nous révèlent peu d'indices sur nos origines. Par contre, il existe dans le système solaire une multitude de petits corps qui, du fait même de leur petite taille, n'ont pas subi de modifications majeures depuis leur formation. Pour des raisons historiques et de circonstances de leur découverte, les astronomes divisent ces corps en deux catégories : les astéroïdes et les comètes.

Les astéroïdes sont de petits corps rocheux contenant très peu d'éléments volatils, formés relativement près du Soleil, là où la température est élevée. Les comètes sont de petits corps glacés contenant de l'eau et d'autres éléments volatils, elles ont été formées plus loin du Soleil. Quand elles s'approchent du Soleil, une atmosphère temporaire apparaît et une queue étendue de gaz et de poussières se développe. Quand elles passent près de la Terre, leur aspect peut être très spectaculaire. Il y a en fait continuité entre les astéroïdes et les comètes et les astronomes découvrent actuellement de nombreux corps intermédiaires.

Depuis la découverte de Cérés par Piazzi en janvier 1801, plus de dix mille astéroïdes ont été maintenant identifiés, leur orbite déterminée et des noms leur ont été attribués. Après avoir utilisé les noms des déesses des mythologies grecque et latine, puis de nombreux prénoms féminins (femmes, maîtresses, personnalités...), les astronomes utilisent maintenant les noms de collègues qui ont eu la chance d'apporter une contribution à ce domaine. Par exemple, l'astéroïde 4838 porte le nom d'un des auteurs de ce livre (Brahic)...

La majorité des astéroïdes se trouvent entre les orbites de Mars et de Jupiter, mais beaucoup d'entre eux coupent les orbites des planètes et finiront probablement leur vie le jour où ils rentreront en collision avec elle. Les astronomes pensent qu'il existe plusieurs centaines de milliers d'astéroïdes. Un certain nombre se trouvent au delà de l'orbite de Neptune au sein de ce qui est appelé maintenant la ceinture de Kuiper. L'utilisation de détecteurs de plus en plus sensibles permet d'en découvrir chaque mois de nouveaux.

Pour la première fois, au cours des années 1990, des astéroïdes ont été survolés par une sonde spatiale. Gaspra, Ida et Mathilde qui, vus de la Terre, ne sont que des points de lumière, ont pu être observés en détail (fig. 2.8, p. 95). Ils ont tous des formes irrégulières et ils sont criblés de cratères. Ida possède un petit satellite, Dactyl (fig. 1.62, p. 72).

La visite de plusieurs astéroïdes et surtout le retour d'échantillons devraient permettre de mieux comprendre leur diversité. Contrairement à ce que certains avaient cru lors de leur découverte, les astéroïdes ne sont pas les restes d'une planète qui aurait explosé, mais des exemplaires du matériau à partir duquel les planètes se sont formées. Un peu comme des pierres qui seraient restées sur le chantier de construction d'une maison après les travaux, les astéroïdes et les comètes observés aujourd'hui nous fournissent des exemplaires du « matériau de construction » des planètes. Il reste à comprendre pourquoi ils n'ont pas été « utilisés ».



FIGURE 2.8. MATHILDE, GASPR, IDA. Les astéroïdes se trouvent en majorité entre Mars et Jupiter. Ils ont des formes irrégulières et des dimensions inférieures à quelques centaines de kilomètres. Ils sont criblés de cratères qui racontent leur histoire collisionnelle. Les astéroïdes correspondent à du matériel qui ne s'est jamais rassemblé sous forme d'une planète tout simplement parce qu'ils ont subi des collisions à des vitesses relatives élevées conduisant à des phénomènes de fragmentation et non d'accrétion. Les astronomes pensent que les planètes ont été formées à partir de corps semblables aux astéroïdes.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

3.9 LES COMÈTES

L'apparition inattendue de comètes aux longues queues spectaculaires a toujours excité l'imagination des hommes. Elles ont souvent été considérées comme effrayantes ou de mauvais augure. Leur étude est exemplaire, elle illustre comment les hommes sont passés de superstitions ridicules à un examen rationnel. Le noyau de la comète de Halley a été survolé au mois de mars 1986. Les astronomes ont maintenant compris que des milliards de comètes tournent autour du Soleil et que chacune est un morceau de la nébuleuse primitive qui s'est condensée il y a 4,5 milliards d'années.

Les astronomes ont calculé que les comètes remplissent une sphère de 50 000 unités astronomiques de rayon, soit environ une année lumière, et centrée sur le Soleil. Cette sphère appelée le nuage de Oort, du nom de l'astronome hollandais qui l'a découverte, contient environ mille milliards de noyaux de comètes. À une année lumière du Soleil, les perturbations par les étoiles proches ne sont pas négligeables, quelques comètes sont ainsi renvoyées près du Soleil et c'est pourquoi nous avons la chance de les voir.

Le noyau de la comète de Halley (fig. 2.9) survolé en 1986, a un volume d'environ 600 km^3 . Il contient beaucoup d'eau, sa densité est de l'ordre de 1. Sa masse est donc de l'ordre de $6 \times 10^{14} \text{ kg}$, soit 10^{-10} masse terrestre. Si ce noyau est typique, la masse totale du nuage de Oort devrait être de l'ordre de mille fois la masse de la Terre, soit supérieure à la masse de toutes les planètes.

Au cours de la première moitié du xxi^{e} siècle, plusieurs sondes spatiales devraient avoir rendez-vous avec des noyaux cométaires, les analyser et rapporter sur Terre des échantillons. Nous pourrions alors étudier à loisir ce que les astronomes considèrent comme des morceaux intacts de la nébuleuse primitive.



FIGURE 2.9. LE NOYAU DE LA COMÈTE DE HALLEY. Cette photographie prise en mars 1986 par la sonde européenne Giotto, lors du survol de la comète de Halley, a été la première preuve de l'existence d'un noyau cométaire. Ce noyau très sombre a quinze kilomètres dans sa plus grande dimension. Deux éruptions sont visibles sur la face éclairée, du gaz chauffé par la lumière solaire est éjecté. (Voir également cahier couleur, p. V).

(Cliché © ESA/MPAE)



a)



b)

FIGURE 2.10. LES ANNEAUX D'URANUS ET DE NEPTUNE. Dix anneaux étroits à bords nets entourent la planète Uranus, suggérant des phénomènes de confinement radial.

La photographie 2.10 b montre les anneaux de Neptune découverts en 1984 par André Brahic et William Hubbard lors de l'observation d'une occultation stellaire. L'existence d'arcs au sein de ces anneaux suggère l'existence de phénomènes de confinement radial.

(Clichés © NASA/JPL/Caltech)

3.10 LES ANNEAUX

Les quatre planètes géantes du système solaire sont toutes entourées d'anneaux. Ceux de Saturne sont les plus spectaculaires et ont été observés pour la première fois en 1610 par Galilée. Ceux d'Uranus, de Jupiter et de Neptune n'ont été découverts respectivement qu'en 1977, 1979 et 1984. Ces quatre systèmes d'anneaux présentent eux aussi une grande diversité. Leur existence est une conséquence directe des effets de marée, qui interdisent à un gros satellite d'exister au voisinage immédiat d'une planète sinon il serait brisé, et des collisions qui conduisent à la formation d'un disque dans le plan équatorial de la planète.

Nul ne sait si les anneaux ont le même âge que le système solaire ou bien s'ils ont été formés plus récemment. Dans le premier cas, les anneaux contiendraient le matériau qui était proche de la planète et qui n'a pas pu se rassembler en un satellite. Dans le second cas, un satellite aurait été brisé en s'approchant de la planète ou du matériau météoritique aurait alimenté les anneaux. Mais, quelles que soient les conditions de leur formation, les anneaux ressemblent par beaucoup de côté au disque proto-planétaire avant la formation des planètes. Les particules des anneaux sont probablement différentes du matériau qui constituait le disque proto-planétaire, mais, en observant les anneaux, les astronomes ont l'occasion d'étudier des phénomènes qui ont dû jouer un rôle important au moment de la formation des planètes.

Par exemple, l'observation de milliers d'annelets à bords nets ainsi que d'arcs de matière au sein des anneaux suggère fortement l'existence de mécanismes de confinement (fig. 2.10 a et 2.10 b). Les collisions entre les particules, les interactions gravitationnelles entre des anneaux minces et des petits satellites, les phénomènes de résonance conduisent à un échange d'énergie et de moment cinétique tel qu'ils se repoussent mutuellement. C'est ainsi que deux petits satellites, appelés satellites gardiens, peuvent confiner un petit anneau (voir fig. 2.20 p. 105). Les astronomes se demandent actuellement si des mécanismes de confinement entre les premiers embryons de planètes formés et de plus petites particules n'ont pas joué un rôle important pour former des planètes comme la Terre.

3.11 QUELQUES « FAUSSES PISTES »

Il est difficile de distinguer les observations caractéristiques de la formation du système solaire de celles qui correspondent à un phénomène ultérieur ou à des interprétations douteuses. Par exemple, au siècle dernier, on croyait avoir observé des canaux sur Mars, des volcans sur la Lune et certains pensaient que Vénus ressemblait à la Terre de l'ère secondaire. D'autres avaient émis l'hypothèse

que les nébuleuses spirales étaient des systèmes solaires en formation. Elles sont maintenant connues pour être des galaxies semblables à la nôtre dont les dimensions sont un milliard de fois plus grandes que la distance Soleil-Jupiter.

Parmi ces fausses pistes, une mérite l'attention : la « loi » de Bode-Titius. Cette relation qui présente pratiquement autant d'exceptions que de vérifications n'est pas une loi physique, elle a pourtant joué en fait un rôle historique important. En 1766, un professeur de mathématiques allemand, Titius, découvrait que les distances des planètes au Soleil formaient une série: 4, 4 + 3, 4 + 6, 4 + 12... Quelques années plus tard, Bode, astronome allemand, proposait la loi : $d_n = 0,4 + 0,3 \times 2^{n-2}$ où d_n est la distance de la planète n au Soleil en unités astronomiques. Pour Mercure, il faut prendre $n = -\infty$. Il n'y a pas de planète pour $n = 1$ et $n = 4$, et la loi est très mal vérifiée pour Neptune ($n = 9$) et Pluton ($n = 10$).

Elle est relativement bien vérifiée par les cinq planètes connues au XVIII^e siècle ainsi que par Uranus découverte en 1781. Elle a joué un grand rôle dans la découverte des astéroïdes, de Neptune et de Pluton en stimulant la recherche des planètes d'ordre 4, 9 et 10. Cette relation signifie simplement que deux planètes ne peuvent pas être trop proches l'une de l'autre sinon elles auraient été en compétition pour capturer le matériau environnant et leur formation aurait probablement avorté. À partir du moment où l'on admet que l'espacement entre deux planètes doit être suffisamment grand, on peut engendrer par tirage au sort d'une séquence de nombres aléatoires plusieurs relations du type « Bode-Titius ».

3.12 L'EXPLORATION DU SYSTÈME SOLAIRE

L'exploration du système solaire a complètement bouleversé notre connaissance des planètes. Les planètes et les satellites, qui n'étaient que des points de lumière dans le ciel et dont on a étudié le mouvement pendant des siècles sans savoir quelle était leur nature, sont devenus à la fin du XX^e siècle des mondes à part entière.

La première étape de l'exploration, qu'on peut considérer comme celle de la découverte, a duré moins de 25 ans et a permis de survoler une grande variété de corps du système solaire afin d'établir un premier inventaire. La deuxième étape, qui a lieu actuellement, consiste à repartir vers les corps les plus intéressants ou les plus proches et à se mettre en orbite autour d'eux de façon à les observer plus en détail et à suivre les phénomènes qui dépendent du temps. La troisième étape, qui a été réalisée seulement pour les corps les plus proches comme la Lune, Vénus ou Mars, a pour but de se poser à la surface des corps étudiés de façon à commencer une étude détaillée. L'étape suivante consistera à rapporter sur Terre des échantillons afin de les

analyser à loisir dans nos laboratoires. Ceci n'a pour l'instant été réalisé que dans le cas de la Lune. Plus tard, des laboratoires seront installés un peu partout dans le système solaire. Beaucoup plus tard, des scientifiques y séjourneront. Beaucoup, beaucoup plus tard, les terres du système solaire seront exploitées, des matières premières y seront prélevées et, peut-être même des tentatives de colonisation auront lieu.

Pour l'instant, il faut continuer activement l'exploration du système solaire à la recherche des indices du passé et des mécanismes d'évolution. Après les pionniers qu'ont été les États-Unis et l'Union Soviétique, l'Europe et le Japon sont maintenant des membres à part entière du club des puissances spatiales. D'autres pays viendront les rejoindre au XXI^e siècle. Quand on réalise qu'il a fallu plus de 4 000 ans pour explorer la Terre depuis les premiers voyages dans les mers Méditerranée ou de Chine jusqu'à l'étude, au XX^e siècle, des régions polaires, des fonds des océans ou des déserts, on peut comprendre qu'il faudra des siècles sinon des millénaires pour effectuer le même travail sur la dizaine de planètes, la centaine de satellites et les milliards de comètes et d'astéroïdes.

3.13 L'OBSERVATION DES SITES DE FORMATION D'ÉTOILES

Les astronomes ont toujours rêvé d'assister « en direct » à la formation d'une étoile. Ce rêve est en train de devenir réalité et les scientifiques commencent à apercevoir l'intérieur des « maternités stellaires ».

Il est très difficile d'observer les premiers instants d'une étoile pour au moins trois raisons : la brièveté de l'événement à l'échelle cosmique, l'opacité des nuages interstellaires au sein desquels les étoiles naissent et la petite taille des bébés-étoiles compte tenu du pouvoir de résolution des télescopes.

Si on observe une étoile au hasard, la probabilité d'assister à sa naissance est extrêmement faible. Alors qu'une étoile comme le Soleil peut vivre sa vie d'adulte pendant près de dix milliards d'années au cours desquelles l'hydrogène central est transformé en hélium, la contraction initiale d'une étoile à partir d'un fragment de nuage interstellaire ne dure que quelques dizaines de millions d'années.

Un bon moyen de trouver des étoiles en formation est de chercher dans le voisinage des régions qui contiennent de nombreuses étoiles jeunes. La « maternité » la plus proche est la nébuleuse d'Orion. Vue à travers un grand télescope, c'est une des régions les plus belles du ciel (cahier couleur, p. VII), mais elle contient beaucoup de poussières. Il semble bien que ces poussières jouent un rôle important lors de la formation des étoiles. Les colonnes de poussière de la nébuleuse de l'Aigle semblent être aussi des « pouponnières » d'étoiles prometteuses (p. VIII).

Les grains de poussière absorbent et diffusent le rayonnement. L'étude des poussières interstellaires montre que le rayonnement visible est absorbé par des particules contenant du carbone et du silicium dont la dimension typique est de l'ordre du micron, ce qui est équivalent à la dimension des particules contenues dans les fumées nocives des cigarettes. Le moyen de voir à travers ces poussières est d'observer à des longueurs d'onde plus grandes que la dimension des poussières, c'est à dire dans les domaines infrarouge et millimétrique qui n'ont été développés qu'à partir des années 1980.

En particulier, depuis le début des années 1990, les techniques infrarouge ont connues des avancées considérables avec la mise au point de nouveaux détecteurs et le lancement de nouveaux satellites, et les informations sur les régions de formation d'étoiles s'accumulent.

Les étoiles naissent essentiellement au sein de nuages moléculaires géants. Ces énormes réservoirs de gaz et de poussières contiennent assez de matière pour former des milliers et même des millions de Soleil. Ils ont des dimensions de l'ordre de 50 à 200 années lumière, une température d'environ 10 K et leurs atomes de gaz sont pour l'essentiel sous forme de molécules. Ces nuages moléculaires contiennent des « grumeaux » froids et plus denses que le milieu environnant. Au sein de ces grumeaux, toutes les conditions sont réunies pour former une étoile. La force de gravitation peut jouer son rôle et conduire, par effondrement du grumeau, à une boule de matière dense et chaude capable de démarrer des réactions thermonucléaires et d'être en équilibre entre les forces de pression et la gravité.

Entre un grumeau d'un nuage moléculaire et une étoile, la différence de densité est de l'ordre de 10^{20} ! Personne n'a pour l'instant été capable de suivre en direct l'effondrement d'un grumeau, mais deux phénomènes intimement liés à la formation des étoiles ont été découverts au début des années 1990 : la présence de jets et de disques.

Il semble bien qu'un disque de poussières et de gaz apparait dans le plan équatorial de l'étoile en formation dès le début de l'effondrement. À chaque fois que le pouvoir de résolution était suffisant pour observer l'environnement de jeunes étoiles, on a découvert la présence de disques équatoriaux. Au cours de l'effondrement, la taille de la proto-étoile diminue, le moment cinétique du système est conservé et la vitesse de rotation de l'étoile augmente. La rotation rapide des régions équatoriales et le frottement au sein de la nébulosité en contraction provoquent la formation d'un disque. La présence de tels disques est un bon argument pour imaginer que les conditions nécessaires à l'apparition d'un système de planètes autour d'une étoile sont réunies dès la naissance de l'étoile. Il reste à savoir si ces conditions sont suffisantes !

Les observations dans les domaines infrarouge et millimétrique montrent qu'un flot de matière est éjecté des régions polaires des proto-étoiles. Ces jets bipolaires et perpendiculaires au disque équatorial sont constitués essentiellement de protons et d'électrons s'évadant à des vitesses supersoniques de l'ordre de 200 km/s. La contraction gravitationnelle s'accompagne d'une puissante éjection. Dans le plan équatorial, la présence d'un disque bloque les vents stellaires et il paraît donc naturel que la matière puisse s'évader plus facilement des régions polaires. Certains jets sont larges, d'autres sont relativement bien focalisés.

Dans la photo couleur p. VIII, (téléscope spatial), on peut voir l'émission bipolaire de ces jets de part et d'autre du disque circumstellaire.

En 1984, les astronomes Smith et Terrile ont pour la première fois photographié un disque autour de l'étoile β de la constellation du Peintre visible de l'hémisphère sud (fig. 2.11). Depuis, ce disque a été intensivement observé. Il apparaît vu par la tranche, c'est pourquoi on peut le voir aisément, et il s'étend à plus de 1 500 unités astronomiques de l'étoile. Les astronomes soupçonnent la présence de planètes autour de cette étoile β Pictoris et tentent d'observer leurs éventuelles perturbations sur le disque.

Même si une vision d'ensemble des premiers instants des étoiles semble émerger, beaucoup d'inconnues demeurent et plusieurs étapes sont encore mal comprises. Par exemple, nous savons que près de 80 % des étoiles de la galaxie sont doubles et non isolées. Les processus de formation des étoiles doivent donc prendre en compte le fait que la formation des binaires est favorisée.



FIGURE 2.11. LE DISQUE DE L'ÉTOILE β PICTORIS VU PAR LE TÉLÉSCOPE SPATIAL. Le cliché du haut montre l'image du disque en lumière visible, l'étoile étant masquée de manière à mieux observer le disque. Le cliché du bas a été traité de manière à faire apparaître le léger gauchissement des parties extérieures du disque.

(Clichés © HST)

4. Un scénario de la formation des planètes

Quand on fait la synthèse des indices rassemblés sur les premiers instants du système solaire, quelques grandes idées se dégagent. Par exemple, nous sommes persuadés qu'un disque continu de matière a précédé la formation des planètes et nous savons au moins « comment le système solaire ne s'est pas formé » : il n'est pas issu du passage proche d'une étoile ni de la capture de matériau par le Soleil dans sa course autour du centre galactique. Compte tenu de tous les faits d'observation accumulés, les grandes étapes de l'histoire du système solaire semblent se dégager. Même si certaines sont encore bien mal comprises, la grande majorité des astronomes s'accorde sur un scénario, mais ce n'est pas pour cela qu'il est vrai ! C'est en confrontant sans cesse ce scénario et ses variantes aux nouvelles observations qu'il sera conforté ou qu'on devra le modifier ou même l'abandonner.

Tout a commencé, semble-t-il quand un nuage interstellaire a traversé l'onde spirale qu'est un bras galactique (fig. 2.12). La compression qui en est résultée a provoqué



FIGURE 2.12. LA TRAVERSÉE D'UN BRAS SPIRAL. Les astronomes ont maintenant compris que les bras spiraux des galaxies sont des ondes de densité qui se déplacent autour du centre galactique à une vitesse différente des étoiles et des nuages interstellaires. Cette onde de densité ressemble par beaucoup de côtés à ce qui se passe sur une autoroute un jour de grande circulation quand on l'observe par exemple d'un pont situé au dessus du trafic. Des ondes de densité se déplacent à une vitesse différente des voitures. Les automobilistes subissent une série de ralentissements et de moments où la circulation est plus fluide. Pour la matière interstellaire dans la Galaxie, elle subit une forte compression à chaque fois qu'elle franchit l'onde de choc située à l'avant d'un bras spiral. Le Soleil est probablement né ainsi (1).

la fragmentation d'un nuage moléculaire en « globules » et l'effondrement de ces globules. L'un de ces globules était la nébuleuse primitive, ancêtre commun du Soleil et des planètes.

Comme la plupart des étoiles, le Soleil est probablement né au sein d'un amas d'étoiles maintenant dispersées. Il semble bien que ce qui s'est passé pour le Soleil continue de nos jours, par exemple dans la nébuleuse d'Orion. Quelque part dans la Galaxie il y a environ 4,5 milliards d'années, pour une raison inconnue, un nuage interstellaire s'est fragmenté en condensations qui se sont effondrées sous leur propre poids. Chacune de ces condensations a donné naissance à une étoile, l'une d'entre elles était la proto-nébuleuse solaire.

A priori, il semble difficile de transformer un nuage interstellaire en étoile. Un nuage ne peut se contracter et s'isoler de son environnement que si un certain nombre d'obstacles sont franchis. Les nuages sont en effet trop chauds (ils devraient donc se disperser), leur champ magnétique est trop fort (et devrait donc s'opposer à la contraction) et ils tournent trop vite..... et pourtant les étoiles existent !

La nébuleuse au sein de laquelle le Soleil est né devait ressembler à la nébuleuse d'Orion, qui est actuellement la « maternité stellaire » la plus proche de nous. L'observation de très jeunes étoiles au sein de cette nébuleuse et le développement de nouveaux modèles théoriques ont permis aux astronomes de comprendre que la contraction gravitationnelle d'une étoile s'accompagne de jets bipolaires de matière et de la formation d'un disque. L'éjection de matière et le champ magnétique contribuent à des pertes de moment cinétique de la jeune étoile et lui permettent de se contracter sans être instable (fig. 2.13 et 2.14 p. 100). Ainsi, l'observation dans le domaine infrarouge et le gain de résolution ont permis d'observer de très jeunes étoiles au sein de la nébuleuse d'Orion qu'on peut considérer comme la « maternité stellaire » la plus proche de nous. Les nuages de gaz chaud qu'on voit sur ce document sont chauffés par quatre jeunes étoiles bleues, connues sous le nom d'étoiles du Trapèze, qui se trouvent dans la partie la plus brillante de la nébuleuse (cahier couleur, p. VIII, détails de la nébuleuse).

Au début de son existence, le Soleil a connu une phase au cours de laquelle un vent stellaire très puissant a existé. De tels vents sont observés autour des étoiles appelées T. Tauri parce qu'elles se comportent comme l'étoile T de la constellation du Taureau. On peut se demander comment le disque qui existait autour du Soleil, ou plutôt ce qu'il en restait alors que des planètes avaient commencé à se former, a survécu. Il est certain qu'à cette époque, tout l'hydrogène, l'hélium et les plus petites poussières qui restaient ont dû être balayés par le vent stellaire.

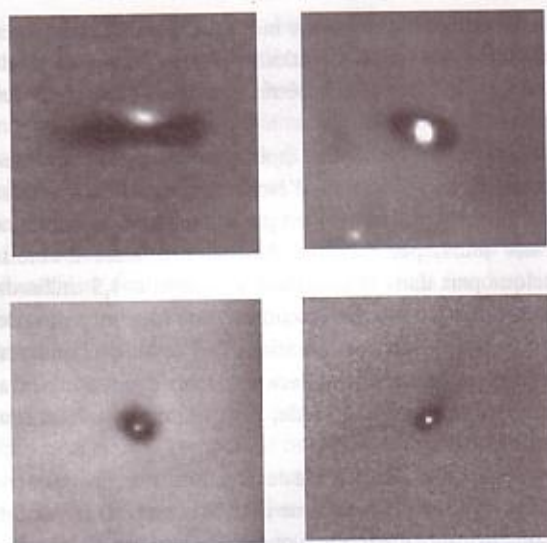


FIGURE 2.13. LA NAISSANCE D'UNE ÉTOILE. Ces images du télescope spatial nous montrent quatre disques autour de jeunes étoiles. Chaque image a une dimension d'environ 30 fois celle de notre système solaire et chaque disque a de deux à huit fois la taille de l'orbite de Neptune autour du Soleil. L'un des disques (en haut, à gauche) est vu de profil. Voir également les cocons de poussière d'Orion (cahier couleur p. VIII). (Clichés © HST)

Le proto-Soleil tirait son énergie de sa contraction. Un peu comme dans le cas d'une chute d'eau à partir de laquelle on récupère de l'énergie sous forme électrique, la perte d'énergie potentielle du Soleil a fourni une grande quantité d'énergie. Le proto-Soleil était beaucoup plus lumineux que le Soleil actuel. Cet effondrement a duré une vingtaine de millions d'années et s'est arrêté dès que les réactions thermonucléaires ont démarré au centre du Soleil parce que la pression, la densité et la température avaient augmenté au point où les protons ont fusionné pour former des noyaux d'hélium. Cet équilibre entre la gravité et les forces de pression alimentées par les réactions thermonucléaires dure depuis 4,5 milliards d'années et durera tant qu'il y aura du carburant hydrogène au centre, soit environ 5 milliards d'années de plus.

Dans la nébuleuse primitive, l'arrêt de l'effondrement du proto-Soleil a conduit à une chute de la température et à la solidification du gaz de la nébuleuse en grains. Des réactions chimiques ont eu lieu dans le disque primitif. La nature des réactions dépendait de la température. Au fur et à mesure du refroidissement, divers minéraux et diverses glaces se sont condensés. La composition chimique des grains dépendait évidemment de la température et donc de la distance au Soleil. Près du Soleil, des éléments et composés réfractaires ont seuls persisté, tandis que, loin du Soleil, des glaces se formaient. C'est ainsi que les composés réfractaires du calcium, de l'aluminium, du magnésium et du

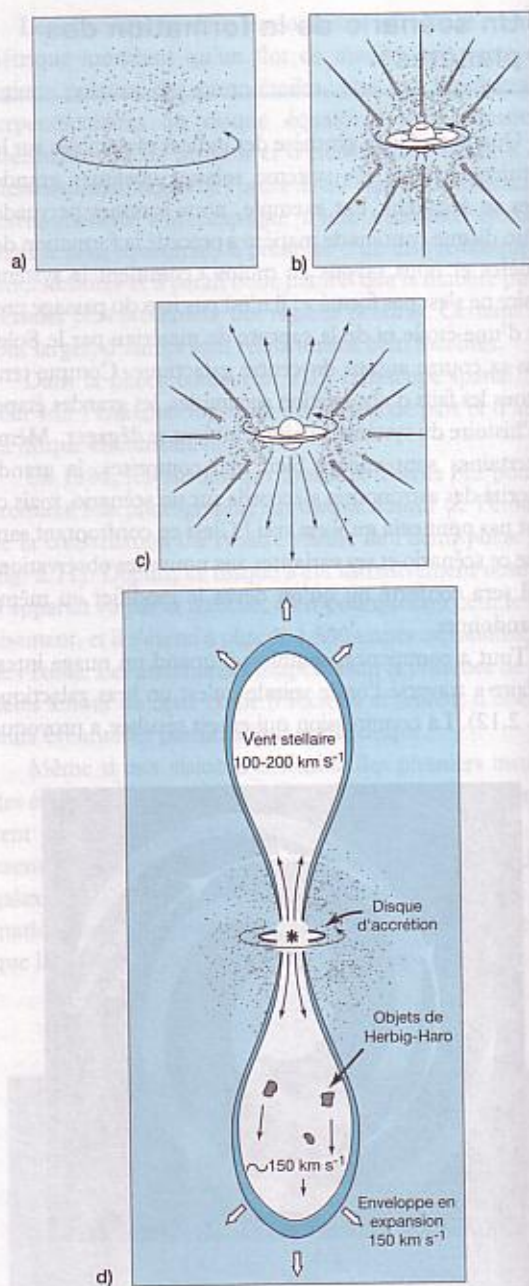


FIGURE 2.14. SCHÉMA DE LA FORMATION D'UNE ÉTOILE: JETS ET DISQUES. Ce schéma décrit la vision actuelle des astronomes sur la formation des étoiles. Dès la fragmentation d'un nuage interstellaire (a), un « globule » s'effondre et un disque se forme dans le plan équatorial (b), la contraction s'accompagne d'éjection de matière dans les régions polaires perpendiculairement au disque (c). Les deux jets bipolaires ont des vitesses d'évasion de la proto-étoile de l'ordre de 200 km/s (d). Les objets de Herbig-Haro sont des nébulosités qui diffusent vers l'observateur la lumière de l'étoile, invisible en ligne directe.

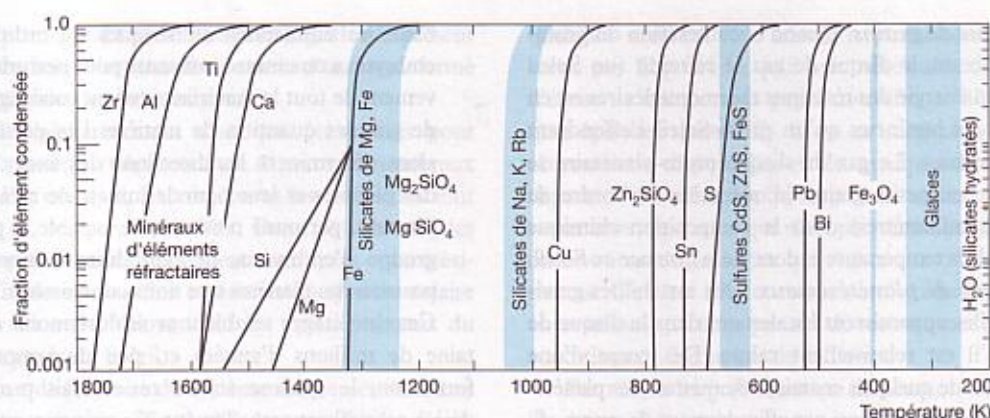


FIGURE 2.15. SÉQUENCE DE CONDENSATION DE LA NÉBULEUSE PROTOPLANÉTAIRE. La séquence progresse dans le temps de la gauche vers la droite, avec décroissance de la température (ce qui correspond également, à une époque donnée, à une distance croissante au Soleil). La pression est de 10^{-4} atm. (D'après Grossman et Larimer, 1974).

titane sont apparus les premiers en dessous de 2 000 K, puis des silicates et des oxydes métalliques vers 1 000 K. Vers 300° au dessus du zéro absolu, la vapeur d'eau s'est transformée en glace et vers quelques dizaines de degrés, des grains solides de méthane sont apparus. Au cours de cette séquence, différentes réactions chimiques ont eu lieu pour produire les minéraux et les molécules qui peuplent actuellement le système solaire. Ainsi la densité et la composition chimique du système planétaire s'expliquent comme une conséquence directe de la variation de température dans le disque protoplanétaire (fig 2.15).

L'analyse isotopique semble indiquer que la nébuleuse était relativement hétérogène et donc un peu plus froide que supposée. L'évaporation des grains n'aurait donc pas été complète et la figure 2.15 pourrait tout aussi bien représenter une séquence de résistance à la vaporisation.

Après le démarrage des réactions thermonucléaires au cœur du Soleil et la condensation chimique de grains à partir du refroidissement de la nébuleuse, on peut se demander comment sont nées les planètes dans ce disque de grains. Les scientifiques ont maintenant compris, grâce aux preuves accumulées au sein des météorites et grâce aux modèles théoriques que le passage d'un disque continu de matière à un disque de planètes a duré moins de cent millions d'années, ce qui est un temps très court à l'échelle astronomique.

La condensation chimique directe ne peut pas produire d'objets d'une taille supérieure à quelques centimètres. La croissance de gros objets tels que planètes ou satellites à partir d'aussi petits corps a longtemps été une question non résolue. En effet il faudrait un temps bien supérieur à l'âge du système solaire pour que des grains s'agglomérant par le jeu de leurs collisions mutuelles atteignent la taille actuelle des planètes. On a compris il y a une dizaine d'années que des instabilités se développaient dans un disque mince de

grains et que ce processus conduisait en quelques années à la formation d'objets ou « planétoïdes » de quelques kilomètres de dimension. Les collisions mutuelles entre ces planétoïdes ont finalement conduit, après des agglomérations et des fragmentations, à la formation des planètes (fig. 2.16).

On peut donc distinguer cinq étapes dans ce scénario :

- 1) *Un disque de gaz.* Une nébuleuse de matière inter-stellaire s'effondre sous son propre poids en une proto-étoile et un disque de gaz chaud se forme autour du proto-Soleil chaud et très lumineux.

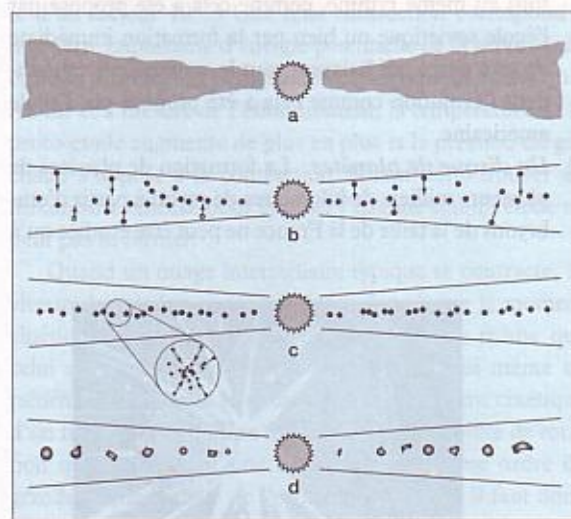


FIGURE 2.16. LES PRINCIPALES ÉTAPES DE LA FORMATION DES PLANÈTES. Ce schéma résume notre conception actuelle de la formation des planètes, c'est à dire la formation d'un disque de gaz (a) suivie de la formation d'un disque de grains (b), puis d'un disque de planétésimaux (c) et enfin d'un disque d'embryons (d), prélu de la formation des planètes actuelles.

- 2) *Un disque de grains.* Quand la contraction du proto-Soleil a cessé, le disque de gaz se refroidit (un Soleil tirant son énergie des réactions thermonucléaires est en effet moins lumineux qu'un proto-Soleil s'effondrant sur lui-même). Le gaz du disque proto-planétaire se condense en petits grains (d'une taille de l'ordre de quelques millimètres) dont la composition chimique dépend de la température et donc de la distance au Soleil.
- 3) *Un disque de planétésimaux.* Des instabilités gravitationnelles apparaissent localement dans le disque de grains s'il est relativement calme. Des corps d'une dimension de quelques centaines de mètres (des planétésimaux) se forment ainsi par effondrement de grains. Si la nébuleuse primitive est au contraire animée de violents mouvements turbulents, le mécanisme précédent ne fonctionne pas, mais, au centre des tourbillons, des condensations apparaissent et elles ont une taille de l'ordre de quelques centaines de mètres, ce sont des planétésimaux ! Quel que soit le détail du mécanisme, il semble bien que les planétésimaux sont les ancêtres des planètes.
- 4) *Un disque d'embryons.* Les collisions entre planétésimaux conduisent à la formation d'embryons planétaires de quelques centaines à un millier de kilomètres de dimension. Les collisions violentes ont cassé les corps impliqués. Les collisions plus douces conduisent à la fusion des corps concernés. On ignore si la fabrication des embryons a lieu par croissance des planétésimaux, tous au même rythme, comme cela a été proposé par l'école soviétique ou bien par la formation immédiate de gros corps qui balayent tout le système et commandent l'évolution comme cela a été proposé par l'école américaine.
- 5) *Un disque de planètes.* La formation de planètes de plusieurs milliers de kilomètres de rayon à partir d'embryons de la taille de la France ne peut être étudiée qu'à

l'aide de simulations numériques sur ordinateur. Un embryon a une masse suffisante pour perturber le mouvement de tout le matériau situé au voisinage et attirer de grandes quantités de matière. Les dernières collisions déterminent les directions des axes de rotation des planètes et leur période initiale de rotation. Pour l'instant, personne n'est encore capable, à partir d'un groupe d'embryons, de reproduire le nombre et la position des planètes que nous connaissons.

Ces cinq étapes semblent avoir duré moins d'une centaine de millions d'années et, peu de temps après sa formation, le système solaire ressemblait probablement déjà à ce qu'il est actuellement. Ce scénario est très satisfaisant pour expliquer la formation de Mercure, Vénus, la Terre et Mars. Il est possible que seuls les noyaux des planètes géantes aient été formés de cette manière et que ces noyaux aient par la suite capturé les gaz d'hydrogène et d'hélium présents dans la nébuleuse loin du Soleil. Plus près, il fait trop chaud et ces éléments légers s'évaporent.

Dès leur formation, les planètes sont très chaudes au moins pour trois raisons : l'énergie apportée par les collisions, la contraction initiale et la radioactivité. De nos jours seule la troisième source d'énergie est encore présente avec aussi les effets de marée dans le cas où un satellite massif proche est présent. Les planètes ont suffisamment évolué juste après leur formation pour qu'il soit difficile de retrouver en leur sein des témoignages des premiers instants surtout après des milliards d'années d'activité géologique et d'érosion. Les petits corps, trop petits pour avoir été notablement transformés, sont beaucoup plus utiles pour collecter des informations sur nos origines.

Il est bien difficile de former les planètes géantes par accumulation de planétésimaux. Il n'est pas impossible que les planètes géantes aient été formées par un scénario différent. Certains pensent qu'elles se sont directement effondrées en proto-planètes géantes dans le disque de la



FIGURE 2.17. Les collisions ont joué un rôle essentiel dans la formation des planètes. Certaines collisions violentes (à gauche) ont conduit à des cassures et à la fragmentation des protagonistes. D'autres ont eu lieu à des vitesses relatives plus faibles (à droite) et ont conduit à l'accrétion des deux petits corps. Le calcul des vitesses relatives et de l'état dynamique du système solaire est essentiel pour comprendre le rôle relatif des collisions violentes et douces.

nébuleuse primitive. D'autres imaginent que le gaz présent loin du proto-Soleil s'est rassemblé autour d'un noyau formé par accumulation de planétésimaux.

Tous les planétésimaux n'ont pas été utilisés pour former les planètes et les satellites. Il reste de nombreux « débris ». Par exemple, les comètes et les astéroïdes sont des restes de ces corps primitifs. Dans ce scénario, les comètes apparaissent naturellement comme les « planétésimaux du froid » aux confins extérieurs du système solaire tandis que les astéroïdes seraient les « planétésimaux du chaud » plus près du Soleil.

Au début de l'histoire du système solaire, les collisions étaient très nombreuses (fig. 2.17). La majorité des planétésimaux se sont agglomérés en planètes ou satellites bien séparés les uns des autres. Seul le matériau non condensé en planètes (astéroïdes, petits « cailloux », comètes) se déplace sur des orbites inclinées et excentriques et heurte de temps en temps les planètes et les satellites. Les collisions continuent donc actuellement, mais à un taux moindre. Aux premiers instants, les planètes telluriques, formées par collisions de planétésimaux étaient donc très chaudes et relativement plastiques. Il s'est donc produit rapidement une « différenciation » les éléments les plus lourds tombant au centre et les plus légers étant proches de la surface. C'est ainsi que la Terre possède un noyau de fer et de nickel et que les éléments les moins denses se retrouvent dans la croûte. Une planète ou un satellite qui n'est l'objet d'aucune activité géologique et d'aucune érosion sera donc criblé de cratères d'impact, témoignage du bombardement au cours des âges. Par contre, un corps actif (comme la Terre par exemple) « efface » rapidement à sa surface les cratères les plus anciens grâce à l'érosion et à toute l'activité géologiques.

On aurait pu naïvement penser que toutes ces collisions entraînent un immense désordre dans tout le système solaire. C'est en fait le contraire qui est arrivé. Les collisions entre les planétésimaux ont conduit à un système de planètes tournant toutes dans le même plan sur des orbites quasi-circulaires. Contrairement à ce qu'on pourrait croire *a priori*, un système initialement chaotique de « particules » atteint un état très ordonné grâce aux collisions mutuelles.

5. Quelques problèmes

Le scénario décrit ci-dessus résout nombre de problèmes posés depuis des siècles et rend compte de beaucoup d'observations. Nous pourrions donc croire que nous connaissons enfin l'histoire de nos origines. En fait,

quelques maillons sont encore très mal compris et il ne serait pas impossible qu'il soit nécessaire dans le futur d'écrire de nombreuses pages nouvelles et d'effacer quelques épisodes spéculatifs. C'est en imaginant, à partir des observations disponibles et de quelques hypothèses de départ, de tels scénarios qu'on peut les soumettre à de nouveaux tests, rejeter ce qui n'est pas vérifié par de nouvelles observations et garder ce qui résiste aux contraintes extérieures. C'est cet aller et retour entre scénario, modèles et observations qui nous permet de reconstituer pas à pas les conditions de formation de la Terre.

Parmi tous les problèmes qui demeurent, nous en citons six, à titre d'exemples :

5.1 COMMENT DÉCLENCHER LA FORMATION D'UNE ÉTOILE ?

Même si les observations récentes de très jeunes étoiles et la découverte de disques et de jets bipolaires dans leur voisinage immédiat nous conforte dans l'idée que nous commençons à y voir plus clair sur nos origines, nous n'avons pas encore complètement compris comment un nuage interstellaire se transforme en étoile. En effet, au moins plusieurs questions se posent. On ne sait toujours pas comment un « globule » possédant la « bonne » masse pour devenir une étoile s'isole du milieu ambiant ni comment un nuage interstellaire se fragmente en étoiles.

Sous l'effet de la gravitation, des perturbations à grande échelle se développent au sein de la matière interstellaire, mais, pour former une étoile, il faut que la densité augmente d'un facteur 10^{24} ! Une telle contraction correspond à une perte importante d'énergie potentielle de la proto-étoile et donc à un fort accroissement de son énergie cinétique. Au fur et à mesure de l'effondrement, la température de la proto-étoile augmente de plus en plus et la pression du gaz chaud s'oppose à la contraction. Il faut donc trouver un mécanisme efficace pour évacuer l'énergie sinon l'étoile ne peut pas se former.

Quand un nuage interstellaire typique se contracte, sa vitesse de rotation augmente étant donné que le moment cinétique est conservé. Ce phénomène est le même que celui du patineur qui tourne plus vite sur lui-même en ramenant ses bras le long du corps. Le moment cinétique d'un nuage est tel qu'il se fragmente par instabilité de rotation quand il atteint une dimension du même ordre de grandeur que la taille de l'orbite de Mercure. Il faut donc trouver un moyen de ralentir la rotation du nuage si on veut éviter que l'étoile n'explose avant de se former.

La matière interstellaire est légèrement magnétisée, elle a un champ magnétique moyen de 0,3 nT. Ce champ est lié au gaz et se contracte avec lui. La densité et la pression magnétique augmentent et s'opposent à la

contraction. Un calcul précis montre que le champ magnétique des nuages est trop fort pour que le nuage se contracte en étoile.

La découverte de jets bipolaires et de disques circumstellaires fournit des pistes pour franchir les barrières. En effet, on peut très bien imaginer que la matière expulsée violemment de l'étoile en formation emporte avec elle une partie importante du champ magnétique et du moment cinétique initiaux, permettant ainsi à la proto-étoile de se former.

5.2 QUELS ÉTAIENT LA MASSE ET L'ÉTAT DE LA NÉBULEUSE PROTO-SOLAIRE ?

À partir du moment où les astronomes ont compris qu'un disque de matière avait été le prélude à la formation des planètes, la première question qui s'est posée est celle de la masse du disque proto-planétaire. En effet, un disque de gaz, isolé dans l'espace, n'est pas stable. Il se fragmente en morceaux. Il y a deux manières de stabiliser un disque :

- le faire tourner autour d'une masse centrale, c'est le cas du système solaire, des anneaux planétaires ou des disques d'accrétion ; ou bien
- le plonger dans un halo, c'est le cas du disque de notre Galaxie qui baigne dans un halo étendu.

De nos jours, la masse totale des planètes, des satellites et des corps qui tournent autour du système solaire est de l'ordre de 2 millièmes de masse solaire. Si le disque proto-planétaire avait une masse du même ordre de grandeur, alors il était parfaitement stable et le scénario décrit ci-dessus, c'est à dire la croissance des planètes par accrétion, semble le bon.

Par contre, si le disque proto-planétaire était cent fois plus massif que le proto-Soleil, il était instable et chaque fragment a donné naissance à une « protoplanète géante », ancêtre des planètes que nous connaissons aujourd'hui. Dans ce cas, la formation des planètes aurait été très rapide. Mais si cette approche est la bonne, il faut trouver un mécanisme pour réduire la masse du disque primitif d'un facteur 10 000. Il faut en effet passer de quelques centaines à quelques centièmes de masses solaires sans chasser les planètes, les satellites, les astéroïdes et les comètes ! Même si le Soleil, qui ressemblait au début de son histoire aux étoiles T Tauri, a été la source d'un vent solaire très puissant, il semble bien difficile d'éliminer efficacement une si grande quantité de matière. C'est pourquoi cette théorie est quelque peu délaissée aujourd'hui. De nouvelles observations pourraient nous conduire à la reconsidérer à nouveau. Par exemple, certains chercheurs ont imaginé un compromis dans lequel les planètes telluriques ont été formées par accrétion tandis que les planètes géantes ont eu comme prélude des protoplanètes géantes.

5.3 LA PLANÈTE JUPITER A-T-ELLE ÉTÉ FORMÉE AVANT OU APRÈS LES PLANÈTES TELLURIQUES ?

Quel que soit le processus exact de formation des planètes, on peut se demander pourquoi il y a quatre planètes situées à moins de 230 millions de kilomètres du Soleil et aucune autre jusqu'à 750 millions de kilomètres. Par ailleurs, la présence de milliers d'astéroïdes et la petite taille de Mars, dont la masse n'est qu'un dixième celle de la Terre, font penser à des mécanismes qui ont freiné l'accrétion.

Par ailleurs, il semble naturel que Jupiter, la planète la plus massive du système solaire, ait été formée après les planètes telluriques, beaucoup plus petites. Mais, si, par un processus qui reste à découvrir, la planète Jupiter avait été formée avant les planètes telluriques, elle aurait perturbé gravitationnellement les planétésimaux et augmenté leurs vitesses relatives. Leurs collisions mutuelles auraient alors conduit dans la majorité des cas à des phénomènes de fragmentation plutôt qu'à des accrétions empêchant ainsi la formation de corps plus gros. Seules les planètes situées suffisamment loin de Jupiter auraient pu être formées.

Certains astronomes ont donc imaginé que la formation très rapide de Jupiter, avant celle des planètes telluriques, permettait d'expliquer l'absence de planètes entre Mars et Jupiter, la petite taille de Mars et la présence de la ceinture des astéroïdes.

5.4 Y A-T-IL EU UN EFFET DE « BOULE DE NEIGE » ?

Les premiers modèles tentant d'expliquer le comportement d'un disque de planétésimaux ont été développés entre les années 1930 et les années 1970 par l'école soviétique. Ils ont permis de montrer que les vitesses relatives des planétésimaux tendaient vers une valeur proche de la vitesse d'évasion à leur surface et que leurs collisions conduisaient à l'accumulation de corps de plus en plus gros. Dans ce modèle, les corps croissent tous à peu près au même taux.

Par contre, au cours des années 1970, l'école américaine d'astronomie a mis en évidence un phénomène de « boule de neige » dans lequel un corps devient rapidement beaucoup plus gros que tous les autres (fig. 2.18, p. 105). Dans le disque proto-planétaire, le jeu des collisions mutuelles entre les premiers planétésimaux formés conduit à des phénomènes d'accrétion et de fragmentation. Considérons parmi les corps nouvellement formés celui qui est le plus gros. Sa section efficace et la vitesse d'évasion à sa surface sont légèrement plus grandes que celles de ses voisins, favorisant ainsi l'accrétion de nouveau matériau. Par un effet d'emballement, la croissance d'un tel corps est beaucoup plus rapide que celle de ses compagnons. Un gros corps s'isole de ses voisins et grossit beaucoup plus vite qu'eux.

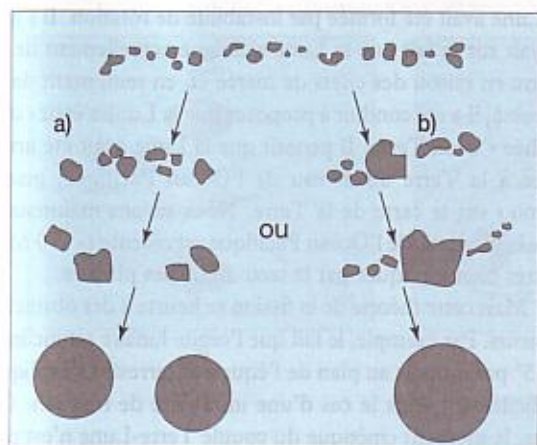


FIGURE 2.18. L'EFFET « BOULE DE NEIGE ». La croissance au même rythme de tous les planétésimaux est illustrée sur le schéma (a). L'apparition d'un corps plus gros que ses voisins et sa croissance par un effet de « boule de neige » sont illustrées sur le schéma (b).

ramassant tout le matériau aux alentours. Plus un corps est gros, plus sa croissance est rapide. Si un tel effet de « boule de neige » a effectivement eu lieu, il a fallu moins de cent mille ans pour passer des premiers planétésimaux aux embryons des planètes que nous connaissons.

5.5 LES SYSTÈMES DE SATELLITES ET LES ANNEAUX

Les anneaux de Saturne font penser au disque protoplanétaire (fig. 2.19). Au voisinage de la planète, les effets de marée empêchent la formation de satellites. Peuvent-ils nous apprendre quelque chose sur nos origines ? On ne sait pas s'ils ont le même âge que le système solaire ou bien s'ils ont été formés récemment, mais ils représentent un état intermédiaire entre un disque continu de matière et un disque de corps qui ont des orbites concentriques.

Même si, en termes de température, de densité, de taille des particules, de profondeur optique... les caractéristiques physiques des anneaux sont bien différentes de celles de la nébuleuse primitive, les astronomes espèrent découvrir au sein de ces anneaux des mécanismes physiques communs, ils représentent en quelque sorte un laboratoire, à portée de fusée, simulant un ensemble de particules subissant des collisions mutuelles. La découverte, entre 1977 et 1984, d'anneaux autour de toutes les planètes géantes et le lancement, le 15 octobre 1997, de la sonde Cassini vers Saturne ont relancé les études sur ces anneaux.

Parmi tous les mécanismes qu'on découvre au sein des anneaux, l'un d'entre eux paraît prometteur : le confinement gravitationnel évoqué plus haut. Si, à un moment

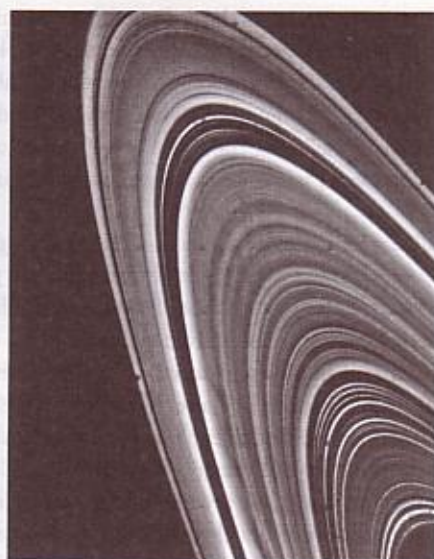


FIGURE 2.19. LES ANNEAUX DE SATURNE. L'observation de milliers d'anneaux minces à bords nets autour de Saturne fait penser à des phénomènes de confinement. Les astronomes se demandent si de tels phénomènes ont joué un rôle important lors de la formation des planètes. Voir également cahier couleur p. VI.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

donné, un anneau est entouré de deux satellites, le satellite intérieur le repousse vers l'extérieur et le satellite extérieur le repousse vers l'intérieur (fig. 2.20). Il est ainsi confiné et ses bords sont nets comme si des murs avaient été dressés autour de lui. On peut se demander si de tels mécanismes de confinement ont existé au début de l'histoire du système solaire, favorisant ainsi la formation de grosses planètes.



FIGURE 2.20. LES SATELLITES GARDIENS. Deux satellites peuvent confiner un anneau comme on le voit pour l'anneau F de Saturne.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

En effet, les premiers modèles d'accrétion conduisaient à la formation d'un grand nombre de petites planètes autour du Soleil plutôt qu'à celle d'un petit nombre de grosses planètes comme on l'observe aujourd'hui. Des mécanismes comme l'effet "boule de neige" ou le confinement gravitationnel permettent la formation de plus gros corps.

À la différence des planètes internes, les planètes géantes sont entourées de vrais cortèges de satellites qui font penser à des systèmes solaires en réduction. Hormis les satellites les plus lointains capturés ultérieurement, la majorité de ces satellites est dans le plan équatorial de la planète et ils se déplacent sur une orbite circulaire. Ils ont une taille et une masse faibles par rapport à leur planète et la densité des satellites décroît avec la distance à la planète centrale.

La différence essentielle avec le cortège planétaire concerne la température. En s'éloignant du proto-Jupiter ou du proto-Saturne, le gradient de température était évidemment moins important que le gradient au voisinage du Soleil. Les astronomes imaginent que ces satellites se sont formés à partir d'un disque qui entourait la protoplanète, mais ce modèle fait encore l'objet de nombreuses discussions. Ainsi, la planète Saturne est entourée par plus de vingt satellites (cahier couleur, p. VI). Dix-huit d'entre eux ont déjà reçu un nom. On ne connaît pas encore l'orbite des autres satellites. Les systèmes de satellites des planètes géantes ressemblent par beaucoup de côté à des systèmes solaires en réduction.

6. La formation de la Lune

Bien que la Lune soit notre plus proche voisin, nous ne connaissons toujours pas les conditions de sa formation. En fait, nous avons obtenu tellement d'informations sur notre satellite qu'il devient très difficile de trouver une théorie qui explique tous les détails, en particulier la composition chimique et isotopique de la Lune.

Néanmoins, l'abondance de l'isotope 16 de l'oxygène nous fournit une contrainte très forte : la Lune a dû être formée relativement près de la Terre, dans une région d'environ 50 millions de kilomètres de largeur centrée sur la Terre.

Depuis un siècle trois familles de théories s'opposent, mais malheureusement, chacune se heurte à des difficultés difficiles à surmonter (fig. 2.21).

6.1 LA THÉORIE DE LA FISSION

George Darwin, fils de Charles, le célèbre naturaliste auteur de l'idée de l'évolution des espèces de Lamarck, a imaginé que la Terre tournait trop vite dans le passé et que

la Lune avait été formée par instabilité de rotation. Il s'appuyait sur le fait que la Lune s'éloigne actuellement de la Terre en raison des effets de marée et, en remontant dans le passé, il a été conduit à proposer que la Lune s'était « détachée » de la Terre. Il pensait que la Lune avait été arrachée à la Terre au niveau de l'Océan Pacifique, grand « trou » sur la carte de la Terre. Nous savons maintenant que la présence de l'Océan Pacifique est récente (- 190 Ma) et très bien expliquée par la tectonique des plaques.

Mais cette théorie de la fission se heurte à des obstacles majeurs. Par exemple, le fait que l'orbite lunaire est inclinée de 5° par rapport au plan de l'équateur terrestre s'explique difficilement dans le cas d'une instabilité de rotation. De plus, le moment cinétique du couple Terre-Lune n'est pas suffisant pour provoquer une instabilité de rotation ou alors, il faudrait imaginer qu'une partie de la Terre primitive s'est évadée en emportant une certaine quantité de moment cinétique au moment de la formation de la Lune.

6.2 LA THÉORIE DE LA CAPTURE

Le problème de l'inclinaison de l'orbite lunaire disparaît si la Lune a été capturée par la Terre. Ce modèle possède deux variantes : la capture douce et la capture à la suite d'une collision violente.

Si un corps comme la Lune passe au voisinage de la Terre en venant « de loin », sa trajectoire est déviée en raison de l'attraction terrestre, mais il repart au loin. En effet, l'énergie des deux corps est initialement positive et, en l'absence de phénomènes de dissipation, elle reste positive. On peut tout de même imaginer deux mécanismes de capture.

Dans le premier cas, la présence d'un satellite primitif de la Terre sur lequel on ne possède plus aucune information aurait pu conduire, après échange d'énergie entre les trois corps concernés, à la capture de la Lune et à l'évasion de ce satellite. On aurait ainsi formé un couple grâce à la présence d'un troisième corps aujourd'hui disparu.

Dans le second cas, la Lune se serait approchée de la Terre de manière « rasante » et les effets de marée entre les deux corps au moment du passage le plus proche auraient perturbé l'orbite de la Lune au point de la satelliser autour de la Terre.

Les astronomes ont récemment étudié des modèles de capture violente dans lesquels un corps de la taille de Mars aurait violemment heurté la Terre au point de la casser en partie. Les débris projetés dans l'espace se seraient rassemblés pour former la Lune. Les modèles numériques montrent que ce scénario est vraisemblable. Ce n'est pas pour autant qu'il est vrai.

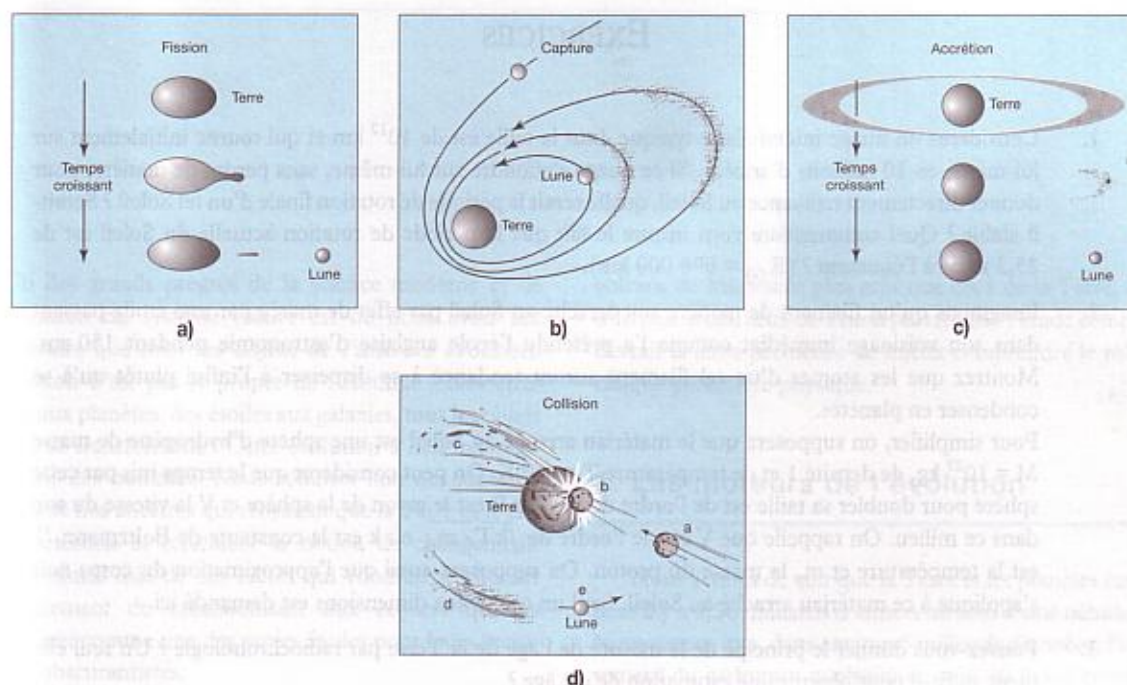


FIGURE 2.21. MODÈLES DE FORMATION DE LA LUNE. Trois familles de théorie s'opposent pour expliquer l'origine de la Lune : la fission (a), la capture (b) et la formation simultanée (c). La première théorie présentée au xix^e siècle par Darwin, fils de l'auteur de la théorie de l'évolution des espèces, n'explique pas pourquoi le plan de l'orbite lunaire est incliné de 5° sur le plan de l'équateur de la Terre. La seconde nécessiterait que la Lune arrive sur la « bonne » orbite à la « bonne » vitesse. La troisième n'explique pas pourquoi les compositions chimiques de la Terre et de la Lune sont si différentes. Une variante de la théorie de la capture a été imaginée sous forme d'une collision violente (d). Les schémas représentent les résultats de simulations numériques.

Les théories de capture présentent le désavantage de devoir faire des hypothèses de départ ad hoc. Il faudrait quelques observations convaincantes pour leur donner plus de crédit.

6.3 LA THÉORIE DES PLANÈTES JUMELLES

On pourrait imaginer que deux « germes » sont apparus simultanément au niveau de la Terre peu après l'apparition des planétésimaux. Ces deux embryons se seraient alors

développés de conserve pour donner naissance au couple Terre-Lune. Ce modèle présente plusieurs difficultés. En particulier, les différences de composition chimique entre la Terre et la Lune s'expliquent mal dans ce cas.

Paradoxalement, la Lune, qui est le corps le plus proche de nous dans le système solaire, est le corps dont l'origine est la plus controversée. Il est nécessaire d'organiser de nouvelles expéditions scientifiques sur la Lune à la recherche d'indices nouveaux.

EXERCICES

1. Considérez un nuage interstellaire typique dont la taille est de 10^{12} km et qui tourne initialement sur lui-même en 10 millions d'années. Si ce nuage s'effondre sur lui-même, sans perdre de matière, pour donner directement naissance au Soleil, quelle serait la période de rotation finale d'un tel Soleil ? Serait-il stable ? Quel commentaire vous inspire le fait que la période de rotation actuelle du Soleil est de 25,3 jours à l'équateur ? ($R_{\odot} = 696\,000$ km).
2. Imaginons qu'un filament de matière soit arraché au Soleil par effet de marée par une étoile passant dans son voisinage immédiat comme l'a prétendu l'école anglaise d'astronomie pendant 150 ans. Montrez que les atomes d'un tel filament auront tendance à se disperser à l'infini plutôt qu'à se condenser en planètes.
Pour simplifier, on supposera que le matériau arraché au Soleil est une sphère d'hydrogène de masse $M = 10^{27}$ kg, de densité 1 et de température $T = 10^6$ K. On peut considérer que le temps mis par cette sphère pour doubler sa taille est de l'ordre de R/V où R est le rayon de la sphère et V la vitesse du son dans ce milieu. On rappelle que V est de l'ordre de $\sqrt{kT/m_p}$ où k est la constante de Boltzmann, T est la température et m_p la masse du proton. On supposera aussi que l'approximation du corps noir s'applique à ce matériau arraché au Soleil. Seul un calcul aux dimensions est demandé ici.
3. Pouvez-vous donner le principe de la mesure de l'âge de la Terre par radiochronologie ? Un seul élément suffit-il pour obtenir une estimation de cet âge ?
4. On veut déterminer l'âge de la Galaxie $t_0 = t_s + t_m$ à partir de la détermination de la date de la formation du système solaire (t_s) et de l'âge du système solaire supposé explosif d'après les observations des météorites ($t_m = 4,6 \cdot 10^9$ a).
Les modèles de nucléosynthèse stellaire (processus r) montrent qu'il se forme 1,65 atomes de U_{235} pour 1 atome de U_{238} . On suppose que la nucléosynthèse a produit à $t = 0$ (formation de la Galaxie) une fraction p des isotopes entrant en jeu dans la formation du système solaire et la fraction restante à taux constant pendant t_s années.
 - a) Connaissant les constantes de désintégration λ_{238} et λ_{235} , exprimer le rapport des abondances isotopiques U_{235}/U_{238} au moment de la formation du système solaire.
 - b) Exprimer ce même rapport à l'heure actuelle.
 - c) Sachant que ce dernier vaut 0,00723, que $\lambda_{238} = 0,154 \cdot 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ et $\lambda_{235} = 0,97 \cdot 10^{-9} \text{ a}^{-1}$, tracer la courbe donnant t_0 en fonction de p . Quelle(s) méthode(s) proposez-vous pour déterminer t_0 à partir de là ?

3 L'évolution de la Terre et des planètes

Un des grands progrès de la science moderne et de l'exploration du système solaire est de nous avoir fait comprendre que *tous les objets de l'univers évoluent*. L'évolution n'est pas le propre de l'Homme ! Des êtres vivants aux planètes, des étoiles aux galaxies, tous les objets célestes se transforment ! Cette évolution a lieu indépendamment des hommes. Nous sommes loin des idées de certains de nos ancêtres qui croyaient que la Terre et le ciel étaient éternels et refusaient la notion de changement. Nous sommes loin de ces sectes qui voudraient imposer l'enseignement du créationnisme aux écoliers qu'elles voient ainsi comme une des proies faciles pour leurs escroqueries obscurantistes.

Il nous est souvent difficile de nous représenter notre Terre comme une planète ordinaire. Pourtant, elle est vraiment commune, sa taille est moyenne et elle est soumise aux mêmes mécanismes physiques qui sont responsables de la formation et de l'évolution des autres corps du système solaire. Un des grands progrès de l'aventure spatiale et de l'astronomie moderne est d'avoir fait comprendre aux hommes les relations étroites entre les planètes : une étude comparée des corps du système solaire est un excellent moyen de mieux connaître la Terre. L'astrophysicien et le géophysicien ne peuvent pas, comme le physicien dans son laboratoire, faire des expériences sur les objets étudiés et c'est heureux pour nous ! Il nous est heureusement impossible de chauffer la Terre, de la déformer, de changer sa composition. Il suffit en fait de comparer son comportement à celui d'un corps plus gros ou plus petit, plus dense ou moins dense, plus chaud ou plus froid, de composition chimique différente... La naissance de la planétologie comparée, à la fin du xx^e siècle, est l'aboutissement des efforts des géologues et des géophysiciens pour mieux connaître notre Terre.

Les exemples ne manquent pas. La planète Vénus a, en première approximation, la même masse et la même taille que la Terre, mais elle tourne beaucoup moins vite et ne possède pas d'eau liquide à sa surface : la météorologie y est donc plus facile que sur Terre. L'atmosphère de Titan est, comme celle de la Terre, composée essentiellement d'azote, mais elle est beaucoup plus froide : on peut donc vérifier directement le rôle du facteur température. Les

volcans de Mars sont plus gros que ceux de la Terre, ceux d'Io plus actifs, ceux de Triton plus froids : l'étude comparée devrait là aussi permettre de mieux comprendre le rôle de chaque paramètre physique.

1. Les moteurs de l'évolution

Nous venons de voir que la Terre et les planètes étaient nées il y a 4,56 milliards d'années au sein d'une nébuleuse. Nous savons que, dans environ 5 milliards d'années, l'épuisement du carburant nucléaire au sein du Soleil conduira cet objet à devenir une étoile géante rouge dont l'atmosphère sera à une température d'environ 3 000 K et le rayon du même ordre de grandeur que celui de l'orbite de Jupiter. Toutes les planètes telluriques seront alors absorbées par l'atmosphère de cette étoile géante et leurs atomes seront probablement dispersés en son sein. Entre temps, toutes ces planètes auront évolué.

Aujourd'hui, les traces de l'activité terrestre sont nombreuses : une météorologie complexe, des transports importants d'énergie par la circulation des courants océaniques, des glaciers avançant et se retirant plus ou moins rapidement, des continents portés par des plaques en mouvement permanent qui s'ouvrent pour donner naissance à des océans, plisser la croûte et déclencher des éruptions volcaniques. L'exploration spatiale a révélé que Vénus, Mars, Io, Ganymède, Miranda ou Triton, pour ne citer qu'eux, montrent eux aussi la présence d'une activité géologique passée et récente.

On peut se demander comment la Terre a évolué à partir d'un conglomerat de planétésimaux pour former la planète que nous connaissons avec des continents, des océans et une atmosphère. Le principal responsable de cette évolution est le phénomène de *différenciation*. Au sein d'une planète initialement chaude, les roches fondent et les éléments les plus lourds tombent au centre tandis que les plus légers montent à la surface. Ce processus est semblable à ce qui se passe dans un verre où de l'huile et du vinaigre auraient été mélangés. En attendant un peu, le vinaigre plus dense tombe au fond et l'huile plus légère monte à la surface.

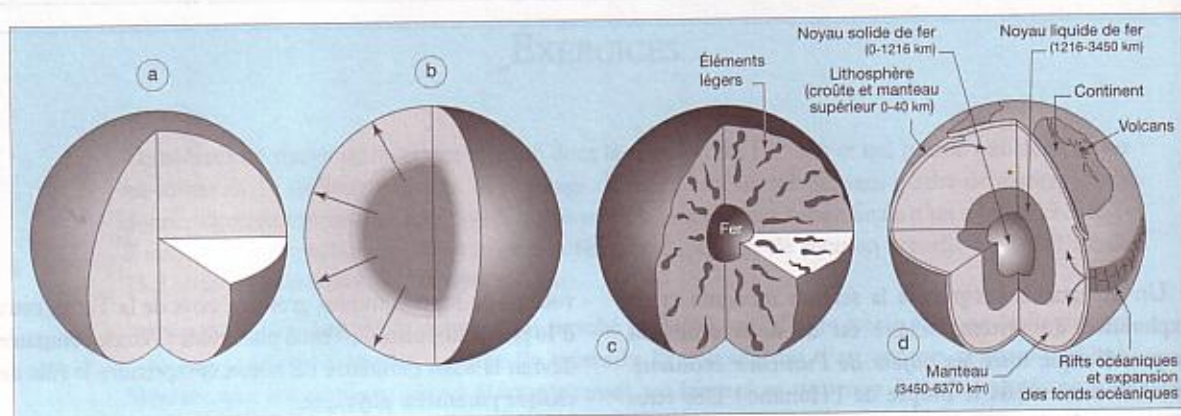


FIGURE 3.1. LE PROCESSUS DE DIFFÉRENCIATION. (a) La Terre primitive était un corps homogène sans continents ni océans. (b) Le bombardement primitif, la contraction gravitationnelle initiale et la radioactivité naturelle en ont fait un corps très chaud et, quelques dizaines de millions d'années après sa formation, elle était en grande partie fondue. (c) Au sein de ce corps chaud, en grande partie liquide, la différenciation a commencé. Le fer et les éléments les plus lourds sont tombés au centre tandis que les éléments les plus légers montaient à la surface pour former une croûte flottant sur un milieu plus dense. (d) La Terre est aujourd'hui une planète formée de couches concentriques avec un noyau dense, une croûte formée d'éléments légers et un manteau intermédiaire au sein duquel la chaleur est transportée, par convection. La croûte est fragmentée en plaques rigides qui se déplacent lentement les unes par rapport aux autres. Les autres planètes sont elles aussi différenciées.

Le bombardement intense qui est responsable de la formation des planètes conduit à la formation de proto-planètes chaudes. D'autre part, la radioactivité naturelle des éléments qui constituent ce corps en formation est aussi responsable de la production de chaleur. La chaleur disponible est proportionnelle au volume de la planète, c'est-à-dire au cube du rayon, tandis que la perte de chaleur à travers la couche superficielle est proportionnelle à la surface, c'est-à-dire au carré du rayon. La production de chaleur est d'autant plus importante par rapport à la perte que la planète est plus grosse. Une planète sera donc d'autant plus chaude en son centre qu'elle est plus grosse. L'exploration lunaire nous a appris que la Lune primitive était très active et très chaude à une époque où les témoignages géologiques ont été effacés sur Terre. *A fortiori*, la Terre primitive, beaucoup plus grosse, était donc encore plus chaude et a subi un processus de différenciation de même que toutes les planètes telluriques (fig. 3.1) : Mercure, Vénus, Mars et la Lune. Par contre, des corps plus petits, comme Phobos autour de Mars et Hypérion autour de Saturne, sont beaucoup plus homogènes.

Il faut bien comprendre que les planètes, dont la Terre, peuvent être considérées dans leur ensemble comme d'immenses machines thermiques. Chaudes en leur centre et froides à la surface, elles évacuent la chaleur vers l'extérieur. C'est ce flux de chaleur qui est responsable du

volcanisme, des tremblements de terre, des fractures et plus généralement de la tectonique sur Terre. Un corps céleste possédant une croûte à sa surface sera d'autant plus actif du point de vue géologique qu'il sera plus gros. Au contraire, un corps dont l'intérieur est froid ne peut pas développer d'activité géologique. Sa surface n'est pas remodelée comme celle de la Terre, elle se contente d'enregistrer le bombardement météoritique.

On peut distinguer trois zones au sein d'une planète différenciée :

- 1) le noyau composé des éléments les plus denses comme le fer et le nickel,
- 2) le manteau composé de roches relativement « plastiques » au sein duquel la chaleur interne est transférée vers l'extérieur,
- 3) la croûte solide à la surface.

La Terre, initialement homogène à l'issue de la phase d'accumulation des planétésimaux, s'est lentement transformée en une planète différenciée, c'est-à-dire en une planète dont l'intérieur est divisé en couches concentriques dont la composition chimique et l'état physique diffèrent de l'une à l'autre. Au sein de la Terre primitive chaude, les éléments les plus lourds comme le fer ou le nickel sont tombés vers le centre pour former un noyau dense tandis que les éléments les plus légers comme l'oxygène, le silicium, l'aluminium, le calcium, le potassium et le soufre, combinés

généralement en composés minéraux, migraient vers la surface dans une croûte constituée des roches les plus légères, les roches de densité intermédiaire formant le manteau. Cette différenciation est l'événement le plus important dans l'histoire de la Terre, elle a conduit à la formation de la croûte et des continents, elle a apporté les éléments les plus légers vers la surface, elle est responsable de l'évasion des gaz les plus légers des couches profondes, elle a conduit à la formation de l'atmosphère et des océans. Des gaz continuent encore aujourd'hui à s'échapper de l'intérieur de la Terre grâce aux éruptions volcaniques.

En plus de la différenciation, beaucoup d'autres processus permettent de dire que la Terre est un corps très actif. Le flux de chaleur interne, le volcanisme, le bombardement météoritique, l'érosion, la tectonique contribuent à modifier sans cesse la surface de la Terre.

Certains processus sont cycliques, comme le cycle de l'eau au cours duquel les fleuves se jettent dans les océans, l'eau des océans s'évapore, des nuages se forment, des pluies retombent sur les continents et alimentent des sources à partir desquelles des rivières naissent... De même, des laves volcaniques expulsées à la surface sont enfouies à nouveau et recyclées dans de nouvelles éruptions. De la terre érodée est déposée dans des sédiments et réutilisée pour fabriquer de nouveaux morceaux de croûte. Des animaux marins capturent du gaz carbonique pour former de vastes dépôts sous-marins et des roches qui, plus tard, perdent du gaz carbonique pour le restituer à l'atmosphère.

D'autres processus semblent irréversibles comme l'évolution de l'atmosphère ou encore celle de la vie. La formation des continents a eu lieu à sens unique. Pratiquement tout le matériau disponible a été rassemblé pour former les plaques continentales.

Après une période initiale très chaude, l'intérieur des corps se refroidit et l'activité de surface devrait donc décroître. C'est ainsi que la Lune et Mercure, qui ont eu une activité géologique importante au début de leur histoire, n'ont plus un flux de chaleur interne suffisant pour entretenir une activité notable à leur surface. Depuis plusieurs milliards d'années, elle est bombardée sans être remodelée.

2. Activité interne et flux de chaleur

Les témoignages du flux de chaleur interne de la Terre abondent avec, par exemple, les volcans, les geysers, les sources chaudes, l'élévation de la température au fond des mines. Si la Terre n'avait aucune activité interne, sa surface serait criblée de cratères, comme celle de la Lune ou de Callisto, et aucun phénomène géologique ne serait visible.

L'observation des tremblements de terre et du champ magnétique terrestre a permis de mettre en évidence le fait que l'intérieur de la Terre est composé d'une succession de couches dont la densité, la température et la pression croissent avec la profondeur. Le dégagement de chaleur en provenance de l'intérieur qui en résulte est responsable de l'activité géologique de la Terre.

Plusieurs processus sont susceptibles de chauffer une planète (fig. 3.2, p. 112). On peut citer par exemple le bombardement primitif, la contraction gravitationnelle, la radioactivité et les effets de marées. Les trois premiers ont joué un rôle important au début de l'histoire de la Terre. Tout d'abord le bombardement a apporté une grande quantité d'énergie. En effet, la proto-Terre et les planétésimaux qui croisaient son orbite avaient des vitesses relatives de l'ordre de quelques centaines de mètres par seconde à quelques kilomètres par seconde. Chaque planétésimal qui a heurté la proto-Terre a converti l'essentiel de son énergie cinétique en chaleur. Un bolide heurtant la Terre à une vitesse de 11 kilomètres par seconde par exemple libère la même quantité d'énergie que son poids de T.N.T. qui exploserait.

Puis, au fur et à mesure que la planète grossissait, elle s'est contractée sous son propre poids. Cette compression s'est elle aussi accompagnée d'une augmentation de la température, un peu comme une pompe à bicyclette qui chauffe quand on gonfle les pneus. La chaleur est produite plus vite que le milieu est capable de se refroidir. On estime que le jeu combiné de l'accrétion et de la contraction gravitationnelle primitive a porté la température interne de la Terre à une valeur de l'ordre du millier de degrés.

Plusieurs éléments, comme l'uranium, sont radioactifs. Les particules émises par leur désintégration radioactive sont absorbées par le matériau environnant et leur énergie de mouvement est transformée en chaleur. Même si ces éléments sont en petites quantités par rapport aux éléments stables, la radioactivité est une source de chaleur pour plusieurs milliards d'années. On estime que, grâce à l'apport de la radioactivité, l'intérieur de la proto-Terre a été chauffé jusqu'à des températures de l'ordre de 2 000 degrés, températures à partir desquelles le fer, qui constitue environ un tiers du matériau terrestre, fond. Comme le fer est plus dense que la majorité des autres éléments, il tombe vers le centre et, dans ce processus catastrophique, d'autres parties notables de la Terre ont été, au moins partiellement, fondues. Un océan de roches fondues, en d'autres termes un océan de magma, de plus de cent kilomètres d'épaisseur a peut-être même existé. Les autres matériaux fondus plus légers que leur environnement sont eux montés à la surface pour former une croûte flottant sur le manteau.

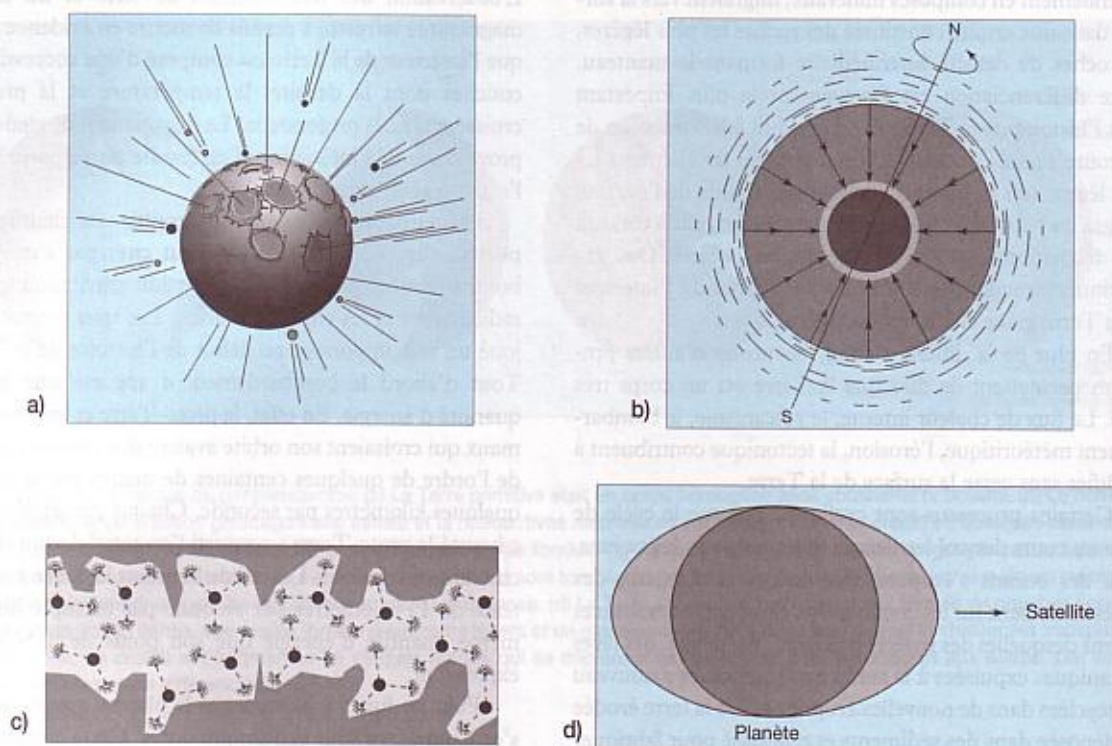


FIGURE 3.2. QUATRE MÉCANISMES DE CHAUFFAGE D'UNE PLANÈTE. (a) Au cours de l'accrétion des planétésimaux qui ont bombardé la proto-Terre, leur énergie de mouvement a été convertie en chaleur. (b) La lente contraction gravitationnelle de la proto-Terre, accompagnée d'une diminution d'énergie potentielle, a aussi été un processus efficace de chauffage. (c) La désintégration des éléments radioactifs produit des atomes absorbés par le milieu environnant et leur énergie de mouvement est transformée en chaleur. (d) La déformation du solide Terre provoquée par les effets de marée s'accompagne d'un chauffage dû au frottement au sein des corps déformés. Les trois premiers effets ont joué un rôle important lors de la formation des planètes et des satellites. Le quatrième est responsable du volcanisme intense sur Io.

Un excès de magnésium 26, trouvé dans quelques météorites, nous fait soupçonner que l'isotope 26 de l'aluminium a joué un rôle important au début de l'histoire du système solaire en se désintégrant en magnésium. Le magnésium possède trois isotopes stables : le magnésium 24, le magnésium 25 et le magnésium 26, comprenant 12 protons et respectivement 12, 13 et 14 neutrons. La composition isotopique normale est de 78,99 %, 10 % et 11,01 % respectivement. On a retrouvé au sein de la météorite d'Allende, un pourcentage de 11,5 % de magnésium 26, au lieu de 11,01 %. Cet excès provient de la désintégration radioactive de l'aluminium 26. Cet élément, qui possède 13 protons et 13 neutrons, est radioactif et sa durée de vie est de 720 000 ans. Après une telle durée, la moitié des atomes d'aluminium 26 s'est désintégrée par rayonnement en émettant un positon et un neutrino tandis qu'un proton

s'est transformé en neutron. Sur Terre, l'aluminium est uniquement sous forme de son isotope stable de masse atomique 27 avec 13 protons et 14 neutrons. Tout magnésium 26, créé par désintégration radioactive d'aluminium 26, est donc détecté comme un excès par rapport à son abondance normale. La découverte de cet excès signifie que l'isotope radioactif d'aluminium 26 a été incorporé dans la météorite d'Allende moins de quelques millions d'années, c'est-à-dire quelques fois la durée de vie de l'Al-26, après sa solidification sinon tout l'aluminium 26 aurait déjà été transformé en magnésium 26 qui se serait mélangé librement avec les autres isotopes du magnésium. Or l'aluminium 26 est produit au moment de l'explosion d'une supernova, ce qui signifie qu'au moins une étoile a explosé au voisinage du système solaire au moment de sa formation. Il s'agissait probablement d'une ou de plusieurs

étoiles massives, nées dans le même amas d'étoiles que le Soleil, qui ont évolué si rapidement qu'elles ont terminé leur vie sous forme d'explosion de supernova alors que le Soleil moins massif avait à peine achevé sa contraction. L'injection massive de telles quantités d'éléments radioactifs au début de l'histoire du système solaire a pu être une source appréciable de chauffage (cf. p. 374).

La différenciation, qui a probablement été l'événement le plus important de l'histoire de la Terre, a conduit à une distribution très hétérogène des éléments. La croûte terrestre, composée essentiellement de silicates, a une densité de l'ordre de 2,7 alors que la densité de la Terre dans son ensemble est de 5,5. 90 % de la masse de la Terre est composée de fer, d'oxygène, de silicium et de magnésium et 99 % de la masse terrestre est faite à partir de seulement 8 éléments, mais l'abondance relative de ces éléments est bien différente dans le noyau et dans la croûte (fig. 3.3). Le fer qui constitue 35 % de la masse terrestre n'est que le quatrième élément, par ordre d'importance, dans la croûte.

De nos jours, les planètes ne se contractent plus gravitationnellement. On peut considérer qu'elles sont dans un état d'équilibre mécanique. Cet équilibre est physiquement bien différent de celui qui règne au sein du Soleil ou d'une étoile, où le gradient de pression thermique interne du plasma contrebalance l'effet de la gravitation. Le centre du Soleil est si chaud que des réactions thermonucléaires y ont pris place. L'intérieur d'une planète est bien loin d'atteindre les millions de degrés nécessaires pour allumer les réactions thermonucléaires. Alors que le plasma intérieur du Soleil peut être considéré comme un gaz parfait au sein duquel la chaleur est évacuée par rayonnement et quelquefois par convection, l'intérieur des planètes contient des corps solides et liquides et la chaleur est transmise par convection et par conduction. La perte d'énergie interne d'une planète doit donc conduire à un refroidissement et l'intérieur de la Terre serait devenu isotherme si une autre source de chaleur, comme la radioactivité, ne s'était manifestée. Une très lente contraction gravitationnelle pourrait aussi fournir de l'énergie, mais elle n'est pas observée de nos jours dans le système solaire. Un moment envisagée pour expliquer le dégagement d'énergie de Jupiter, cette hypothèse a été abandonnée après le survol des sondes Voyager en 1979.

Les intérieurs des planètes géantes et des planètes telluriques sont physiquement différents. Les premières ont essentiellement un intérieur liquide. Les secondes ont un intérieur solide avec quelques zones liquides. À l'intérieur d'une planète en équilibre mécanique, les interactions électromagnétiques au sein des solides et des liquides permettent à ces planètes de ne pas s'effondrer sous leur propre poids. Comme l'ont révélé les observations infra-

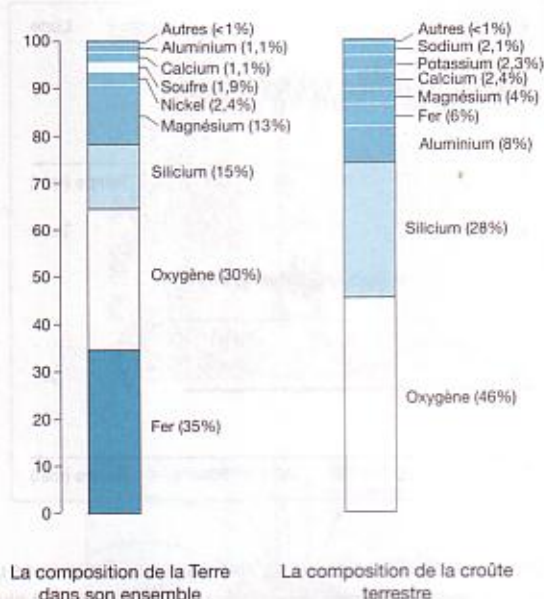


FIGURE 3.3. LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA TERRE. La différenciation a créé une croûte légère relativement pauvre en fer et riche en oxygène, silicium, aluminium, calcium, potassium et sodium.

rouge et le survol par les sondes Voyager, les planètes géantes libèrent des quantités importantes de chaleur interne. Pour transporter efficacement la chaleur, des courants de convection importants doivent donc avoir lieu en leur sein. Les planètes terrestres, elles, sont constituées d'éléments plus lourds que l'hydrogène, qui se solidifie à des températures beaucoup plus élevées et leur surface est solide. Les solides ne permettant pas à une convection aussi efficace qu'au sein d'un gaz de se développer et les couches extérieures des planètes telluriques bloquant partiellement l'évacuation de la chaleur, le flux de chaleur interne est faible par rapport à la quantité d'énergie solaire absorbée et renvoyée dans l'espace par la surface et l'atmosphère. La quantité de chaleur provenant de l'intérieur de la Terre peut être estimée à 0,08 joule par seconde et par mètre carré, soit 4.10^3 fois moins que la quantité de chaleur apportée par le rayonnement solaire (cf. p. 373). C'est pourquoi les planètes telluriques peuvent conserver leur chaleur interne pendant des temps très longs par rapport aux temps géologiques et c'est pourquoi la Terre est toujours géologiquement active.

L'intérieur de la Terre est l'un des endroits les plus inaccessibles aux hommes. Seuls quelques mineurs sont descendus à plus d'un kilomètre de profondeur et les trous les plus profonds ont moins de 20 kilomètres de longueur, ce qui est dérisoire par rapport aux 6 378 kilomètres de rayon. Quand on représente sur une figure la Terre comme

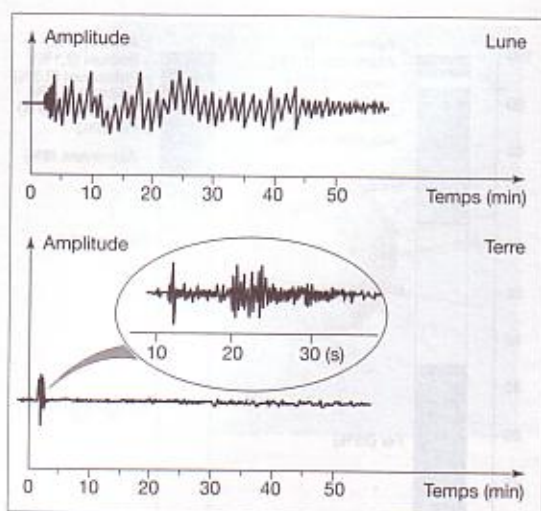


FIGURE 3.4. ONDES SISMQUES À L'INTÉRIEUR DE LA TERRE ET DE LA LUNE. Les ondes sismiques enregistrées sur la Lune durent plus longtemps que celles observées sur Terre. Un peu comme une guitare, la Lune « vibre » beaucoup plus longtemps quand elle reçoit une excitation comme celle provoquée par l'expérience sismique de la mission Apollo 12. La Terre, elle, a une réponse beaucoup plus « sèche », de la même manière qu'une cloche et une boule de pétanque ne résonnent pas de la même manière quand on les heurte. Ceci nous montre que la Terre et la Lune ont une structure interne bien différente.

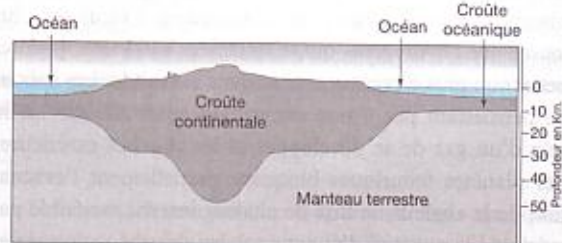


FIGURE 3.5. LA CROÛTE TERRESTRE. L'enregistrement des ondes sismiques a révélé les frontières entre la croûte et le manteau, et les variations d'épaisseur de la croûte. L'échelle verticale de cette figure est dilatée.

un cercle, quel que soit le crayon utilisé, l'épaisseur du trait est largement supérieure à la profondeur de la zone directement explorée. Il faut l'imagination de Jules Verne pour pénétrer jusqu'au centre de la Terre ! De nos jours, on pourrait imaginer d'enfermer un explorateur au sein d'un « gros diamant » et de le plonger dans une plaque de

subduction. Il atteindrait les entrailles de la Terre au bout d'environ 200 millions d'années, soit un temps deux mille fois plus long que celui mis par la lumière pour traverser notre Galaxie. Comme on ne peut pas observer directement le centre de notre planète, on en est réduit à interpréter des observations indirectes et à développer des modèles.

Trois méthodes permettent de mieux connaître l'intérieur de la Terre :

2.1 LA SISMOLOGIE

La détection des ondes sismiques et l'étude de leur propagation permet de reconstituer les couches internes de la Terre (fig. 3.4 et 3.5). Les ondes engendrées par les tremblements de terre ou par les explosions nucléaires artificielles traversent la Terre qui réagit comme une immense cloche. En mesurant les vibrations en plusieurs endroits, on peut reconstituer l'état des couches traversées et, en particulier, distinguer les liquides, qui ne transmettent qu'un type de vibrations, des solides, qui sont de meilleurs transmetteurs.

2.2 LE MAGNÉTISME

L'étude du champ magnétique terrestre engendré par effet dynamo dans le noyau liquide donne des informations précieuses sur ce dernier (fig. 3.6, p. 115). Depuis 1600, les scientifiques ont réalisé que la Terre était un immense aimant et nous savons depuis Gauss que le champ magnétique terrestre a une origine interne. Cette image de la Terre comme un aimant est un bon moyen de se représenter le champ magnétique terrestre, mais n'est pas très correcte parce que les physiciens ont montré que les matériaux perdaient leur magnétisme quand la température dépassait 500 °C. Ce champ magnétique semble engendré par effet dynamo par le noyau ferreux liquide de la Terre. Des mouvements de convection dans ce noyau chaud et liquide seraient à l'origine du champ magnétique, mais le processus est encore mal compris dans le détail. Un peu comme pour la dynamo d'une bicyclette ou d'une voiture, le mouvement d'un corps conducteur s'accompagne de la production d'un champ magnétique. En analysant les roches sédimentaires, les scientifiques ont découvert que le champ magnétique terrestre change fréquemment de direction. Par exemple, il y a 30 000 ans, le champ magnétique terrestre était l'opposé du champ actuel, l'aiguille d'une boussole aurait pointé vers le sud tandis qu'il y a 3,5 milliards d'années le champ magnétique était semblable à celui d'aujourd'hui. La présence de magnétisme fossile dans des roches vieilles de 3,5 milliards d'années prouve qu'un noyau fluide existait à cette époque là. L'étude du champ magnétique du passé, ou paléomagnétisme, est devenu un outil important pour comprendre l'histoire de la Terre.

2.3 LA MÉCANIQUE CÉLESTE

L'étude du mouvement des satellites artificiels permet de reconstituer le champ de gravité terrestre et la répartition des masses à l'intérieur de la Terre. Aux esprits chagrins qui proposent de mieux étudier la Terre plutôt que de lancer des satellites, il faut expliquer que le meilleur moyen de connaître l'intérieur de la Terre est de partir dans l'espace ! Ceci n'est pas un paradoxe. Le meilleur moyen de résoudre un problème est de « prendre du recul » et non pas de rester « le nez dessus ». Depuis les années 1960, l'observation précise des mouvements des satellites artificiels a permis de détecter toutes les anomalies de gravité. La combinaison des résultats de la gravimétrie (mesure du champ de gravité terrestre) et de l'altimétrie (mesure de la topographie par sondages radar) conduit à connaître avec une grande précision la densité en chaque point du solide Terre et donc à avoir une bonne idée de la composition chimique, de la pression et de la température. Des chaînes de montagnes sous-marines ont été ainsi découvertes dans les années 1980 dans l'océan Pacifique sans qu'il soit besoin de plonger dans les abysses.

Les modèles d'intérieur terrestre sont fondés sur la géochimie, la minéralogie, la géothermie, la dynamique et l'effet dynamo. Toutes ces méthodes ont permis de comprendre les différentes couches qui composent l'intérieur de la Terre. Les cinq régions principales de l'intérieur terrestre sont des coquilles concentriques. À une pression d'environ 1,36 millions de bars, la transition noyau-manteau est franche : c'est une discontinuité majeure entre des milieux de propriétés bien différentes. Le noyau liquide de la Terre peut être comparé à une boule de métal en fusion enfermée dans un creuset réfractaire – le manteau –. Ce dernier est essentiellement constitué de silicates et d'oxydes de magnésium et de fer. Au centre de la Terre, la pression est de l'ordre de 3,6 millions de bars et la densité de 13,09.

On peut considérer que le noyau terrestre est le plus grand océan du monde ! Comme tous les océans, il est soumis aux effets de marée provoqués par la Lune et le Soleil. Il est donc régulièrement déformé comme nous le confirment les mesures gravimétriques.

La géochimie nous montre que l'interface entre le noyau et le manteau n'est pas en équilibre chimique aujourd'hui. On peut donc imaginer que des réactions chimiques très actives ont lieu de nos jours à cet endroit. Si le noyau jaillissait brutalement à la surface de la Terre, tout l'oxygène disparaîtrait immédiatement. Heureusement que le manteau nous protège !

La minéralogie nous permet d'étudier les propriétés physiques et chimiques des roches formées à l'intérieur de la Terre, d'écrire des équations d'état (relations entre la densité, la pression et la température) et de faire des expériences de laboratoire en chauffant les roches à 2 000 degrés et en les pressant jusqu'à des valeurs de l'ordre des conditions qui règnent dans le noyau.

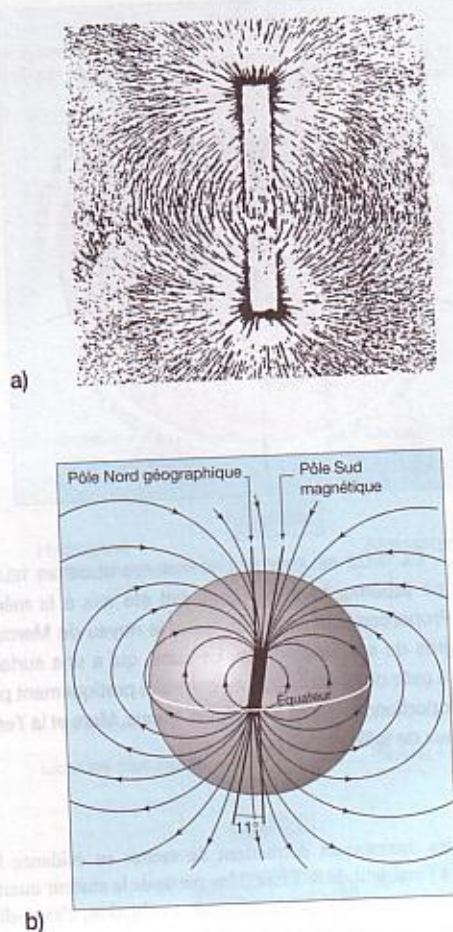


FIGURE 3.6. LE CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE. (a) Le champ magnétique engendré par une barre magnétisée est bien représenté par l'alignement de particules de limaille de fer posée sur une feuille de papier. (b) Le champ magnétique terrestre ressemble à celui produit par un immense aimant placé au centre de la Terre et incliné de 11° par rapport à l'axe de rotation.

La géothermie nous montre que le noyau se refroidit depuis sa formation. En effet, le potassium est un élément léger qui est monté à la surface et l'absence de l'isotope 40 du potassium dans le noyau signifie que la radioactivité y est négligeable. Le refroidissement du noyau devrait cristalliser la partie liquide et le noyau solide devrait donc croître à un rythme de l'ordre de 1 000 tonnes par seconde. Si ce modèle est vrai, l'effet dynamo devrait disparaître à terme et le champ magnétique terrestre s'évanouir. L'étude comparée d'autres planètes est là essentielle. On peut par exemple se demander ce qui s'est passé du côté de la Lune et de Mars qui se sont refroidies plus vite que la Terre. Il serait bon aussi d'étudier Ganymède, satellite de Jupiter, qui possède un champ magnétique et qui est probablement le siège d'un effet dynamo.

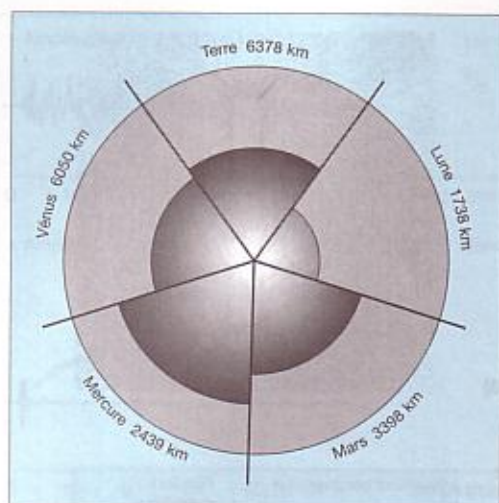


FIGURE 3.7. LA TAILLE RELATIVE DES NOYAUX DES PLANÈTES TELLURIQUES. Sur ce schéma, tous les corps ont été mis à la même dimension. Proportionnellement à sa taille, le noyau de Mercure est le plus gros du système solaire. La Lune, qui a une surface comparable à celle de Mercure, n'a au contraire pratiquement pas de noyau. Proportionnellement à leur taille, Vénus, Mars et la Terre ont des noyaux de taille comparable.

Les études dynamiques permettent de mettre en évidence les mouvements à l'intérieur de la Terre. Une partie de la chaleur interne de la Terre est transmise très lentement par conduction, c'est-à-dire que l'agitation et les vibrations des atomes chauffés se transmettent de proche en proche dans la partie solide de l'intérieur terrestre. Une autre partie est transmise plus rapidement par convection. La convection est un phénomène de la vie de tous les jours qui se manifeste par exemple au dessus des cheminées ou des radiateurs, dans les nuages qui se forment au cours d'une journée chaude ou dans de l'eau qui bout. Le manteau terrestre peut être considéré comme un corps rigide sur des échelles de temps de l'ordre de la seconde ou de l'année, mais sur des durées de l'ordre de millions d'années, le manteau se comporte comme un corps visqueux et peut être le siège de mouvements de convection. Les géophysiciens discutent actuellement pour savoir si les mouvements de convection n'affectent que la partie supérieure du manteau ou bien si elle a lieu dans tout le manteau, mais il ne fait plus aucun doute que ces mouvements de convection dans le manteau sont à l'origine de la tectonique des plaques, du mouvement du fond des océans et du déplacement des continents (voir p. 374).

L'exploration spatiale nous a appris entre 1970 et 1990 que toutes les planètes et les plus gros satellites avaient été eux aussi différenciés, mais que leur évolution avait présenté une grande diversité. Il est maintenant important de continuer l'exploration du système solaire pour mieux connaître les intérieurs planétaires, les comparer à celui de la Terre, et comprendre le rôle de chaque paramètre physique.

La Lune est à peine plus dense que les roches ordinaires, ce qui signifie que la densité croît légèrement avec la profondeur, mais qu'on

ne rencontre nulle part à l'intérieur de la Lune un noyau métallique comme celui de la Terre. L'activité géologique lunaire a cessé il y a environ 3 milliards d'années. La Lune possède une croûte épaisse et son noyau, s'il existe vraiment, est de toute petite taille. La surface lunaire est très vieille et modelée par les impacts anciens de gros météorites. Par contre, la planète Mercure, qui a elle aussi cessé son activité géologique, possède un noyau de fer plus gros que celui de la Terre en taille relative au rayon. Sa croûte légère enregistre les impacts météoritiques sans phénomène de volcanisme ou d'érosion. Une planète aussi petite et aussi dense que Mercure possède environ 60 % de sa masse sous forme d'un noyau de fer et de nickel qui s'étend jusqu'à 700 kilomètres de la surface. Mercure a la surface de la Lune et l'intérieur de la Terre (fig. 3.7). On peut se représenter Mercure comme une boule de métal couverte de 700 kilomètres de poussières !

Vénus, qui a approximativement la même masse et la même taille que la Terre, est, elle aussi, géologiquement active. Sa surface est couverte de volcans, de montagnes et de quelques grands cratères météoritiques. Mars, qui est un corps deux fois plus petit que la Terre, a une activité intermédiaire. On y observe des volcans maintenant éteints, des restes d'activité géologique, des traces d'anciennes inondations et d'érosion par des rivières aujourd'hui asséchées et de vastes zones couvertes de cratères d'impact. La croûte de Mars est relativement épaisse, mais son noyau est petit.

Les gros satellites sont eux aussi différenciés. Le satellite de Jupiter, Io, perturbé par Europe et Ganymède, voit sa distance à Jupiter varier très légèrement. Ce mouvement est suffisant pour faire varier la taille des bourrelets de marée créés par Jupiter et provoquer un échauffement tel que plusieurs volcans sont simultanément en activité à sa surface. Un champ magnétique a été détecté sur Ganymède. Il a probablement son origine dans le noyau de ce satellite de Jupiter. La surface de Triton, satellite de Neptune, montre une grande variété de phénomènes géologiques, volcans, geysers en activité de nos jours, plissements, fractures et témoigne de la différenciation de ce corps, de la taille de la Lune.

Plus curieusement, plusieurs corps de petite taille semblent avoir été différenciés comme l'astéroïde Vesta ou encore le satellite de Saturne, Encelade. On peut se demander si la désintégration radioactive de l'aluminium 26 a pu jouer un rôle dans le cas de Vesta dont la surface semble couverte de lave si on en croit l'interprétation des spectres de cet objet. Il faudra attendre la visite d'une sonde spatiale pour en savoir plus. Dans le cas d'Encelade, des fractures et des coulées témoignent du chauffage de ce petit satellite de 498 kilomètres de diamètre. On n'a pas encore identifié la source d'énergie.

Comme les planètes telluriques, les planètes géantes ont été différenciées, mais leur structure interne est bien différente (fig. 3.8, p. 117). Leur densité, de trois à huit fois plus faible que celle des planètes terrestres montre que leur composition chimique elle aussi est bien différente. Si Jupiter et Saturne avaient la même composition que la Terre, leur densité devrait être bien supérieure à 6, alors qu'elles sont respectivement de 1,3 et 0,7. Ces planètes sont composées pour l'essentiel d'hydrogène et d'hélium.

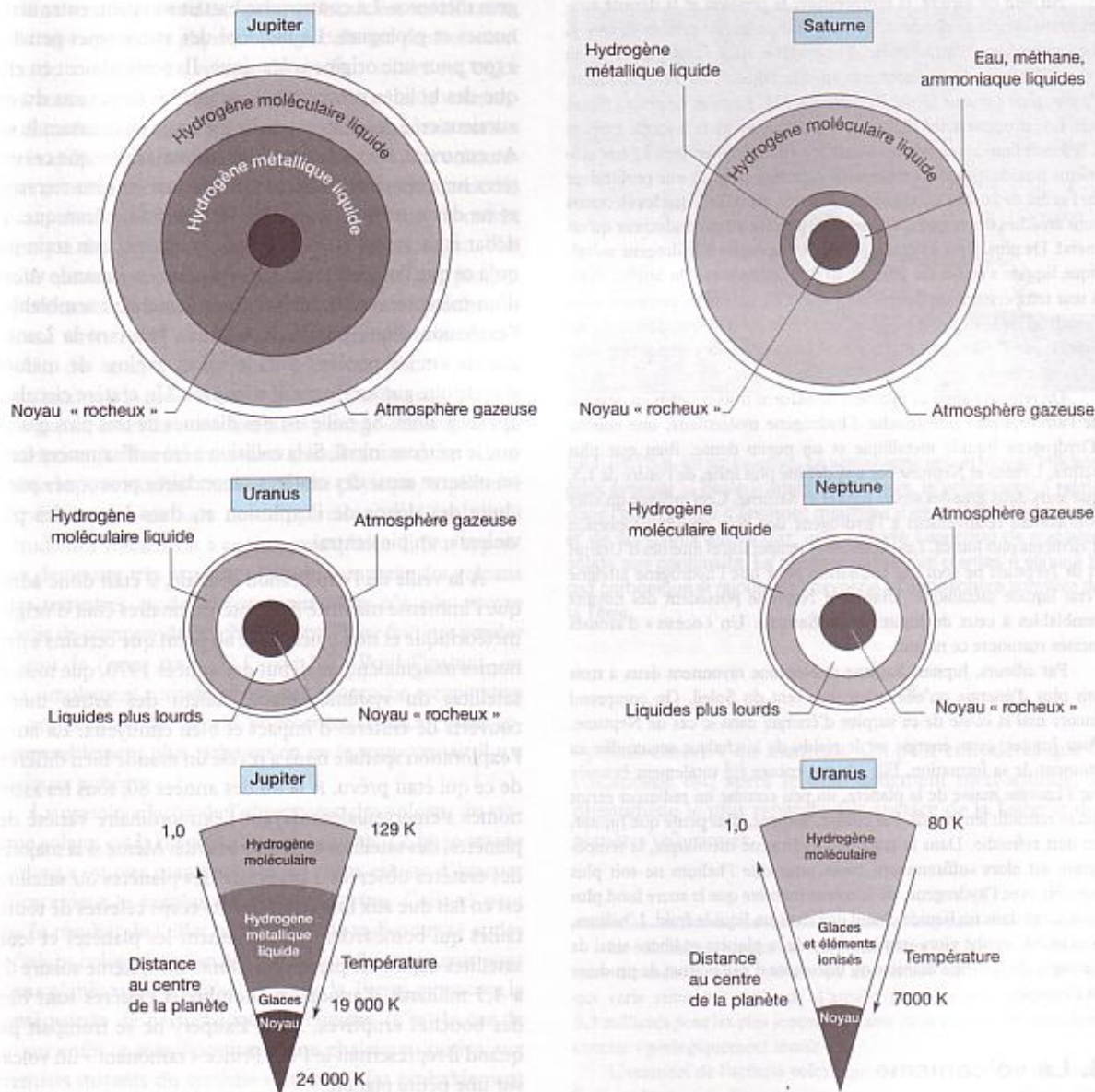


FIGURE 3.8. LA STRUCTURE INTERNE DES PLANÈTES GÉANTES. Les modèles d'intérieur des planètes géantes ont une structure différente de celle des planètes telluriques en raison de leur masse plus grande et de leur composition chimique différente. L'hydrogène liquide joue un rôle important au sein de ces planètes.

La déviation de trajectoire des sondes Voyager au moment de leur survol des planètes nous a donné des informations importantes sur l'intérieur des planètes géantes. Elles possèdent en leur centre un noyau « rocheux » dont la masse est de l'ordre de quelques masses terrestres. Au delà de ces noyaux, l'énorme pression des matériaux situés au dessus comprime tellement l'hydrogène qu'il se retrouve au sein de Jupiter et de Saturne à l'état liquide et qu'il se comporte

électriquement comme un métal, on l'appelle alors hydrogène métallique. Les courants qui circulent dans ces fluides métalliques engendrent des champs magnétiques importants. Uranus et Neptune n'ont pas une pression et une température centrales suffisantes pour liquéfier l'hydrogène, mais elles possèdent elles aussi un champ magnétique important engendré par les mouvements d'une zone composée d'atomes ionisés.

Au sein de Jupiter, la température, la pression et la densité augmentent avec la profondeur. La température atteint près de 25 000 K au centre. Dans l'atmosphère, l'hydrogène est à l'état gazeux et on peut l'observer directement par spectroscopie. Plus profondément, l'hydrogène est sous forme de molécules H_2 formées de deux atomes liés. L'hydrogène moléculaire passe graduellement de la forme gazeuse à la forme liquide quand on « s'enfonce » dans Jupiter, puis à l'état atomique liquide quand les molécules sont dissociées. À une profondeur de l'ordre de 20 000 kilomètres, la pression est si forte que les électrons sont arrachés des noyaux, l'hydrogène devient aussi conducteur qu'un métal. De plus, il est à l'état liquide. Cette couche d'hydrogène métallique liquide s'étend sur plus de 40 000 kilomètres. On atteint alors, à une température de l'ordre de 19 000 K, un noyau composé pour l'essentiel de silicium, d'oxygène, de métaux et d'autres éléments plus lourds que l'hydrogène et l'hélium. Son état et sa composition sont très mal connus.

On retrouve aussi à l'intérieur de Saturne trois couches en dessous de l'atmosphère : une couche d'hydrogène moléculaire, une couche d'hydrogène liquide métallique et un noyau dense. Bien que plus petites, Uranus et Neptune ont une densité plus forte, de l'ordre de 1,5, que leurs deux grandes sœurs Jupiter et Saturne. Ceci indique qu'elles contiennent relativement à l'hydrogène une plus grande proportion d'éléments plus lourds. Les pressions et températures internes d'Uranus et de Neptune ne sont pas suffisantes pour que l'hydrogène atteigne l'état liquide métallique. Uranus et Neptune possèdent des noyaux semblables à ceux de Jupiter et de Saturne. Un « océan » d'atomes ionisés surmonte ce noyau.

Par ailleurs, Jupiter, Saturne et Neptune rayonnent deux à trois fois plus d'énergie qu'elles n'en reçoivent du Soleil. On comprend encore mal la cause de ce surplus d'énergie dans le cas de Neptune. Pour Jupiter, cette énergie est le résidu de la chaleur accumulée au moment de sa formation. Elle n'a pas encore été totalement évacuée par l'énorme masse de la planète, un peu comme un radiateur éteint qui se refroidit lentement. Par contre, Saturne, plus petite que Jupiter, est déjà refroidie. Dans la zone de l'hydrogène métallique, la température est alors suffisamment basse pour que l'hélium ne soit plus miscible avec l'hydrogène, de la même manière que le sucre fond plus facilement dans un liquide chaud que dans un liquide froid. L'hélium, plus lourd, tombe alors vers le centre de la planète et libère ainsi de l'énergie, de la même manière qu'une chute d'eau permet de produire de l'énergie.

3. Le volcanisme

L'exploration du système solaire nous a révélé à la fin du xx^e siècle que la Terre n'était pas la seule planète couverte de volcans. Plusieurs planètes et satellites possèdent de nombreux volcans. Certains sont éteints, d'autres sont en activité de nos jours. Aujourd'hui, les chercheurs commencent à étudier systématiquement le phénomène « volcan » dans tout le système solaire. Demain, l'étude comparée des volcans de Vénus, de Mars, d'Io, de Triton et d'ailleurs permettra de mieux comprendre les volcans terrestres et réciproquement.

Il a fallu un long chemin pour en arriver là ! Au xix^e siècle, on ignorait si les cratères lunaires étaient d'origine volcanique ou bien provenaient du bombardement par de

gros météores. La controverse battait son plein entre astronomes et géologues. La majorité des astronomes penchait à tort pour une origine volcanique. Ils prétendaient en effet que des bolides provenant de toutes les directions du ciel auraient créé des cratères de forme ovale en heurtant le sol. Au contraire, les géologues faisaient remarquer que ces cratères lunaires ressemblaient fort peu aux volcans terrestres et ne devaient donc pas avoir une origine volcanique. Le débat était animé et les polémiques allaient bon train jusqu'à ce que l'on comprenne que la collision à grande vitesse d'un météore avec la surface de la Lune était semblable à l'explosion d'une bombe. Un bolide heurtant la Lune à grande vitesse pénètre dans le sol et explose de manière symétrique autour du point d'impact. Un cratère circulaire apparaît alors. Sa taille est des dizaines de fois plus grande que le météore initial. Si la collision a été suffisamment forte, on observe aussi des cratères secondaires provoqués par la chute des débris de l'explosion et, dans les cas les plus violents, un pic central.

À la veille de l'exploration spatiale, il était donc admis que l'immense majorité des cratères lunaires était d'origine météoritique et non volcanique au point que certains astronomes imaginaient, au début des années 1970, que tous les satellites du système solaire étaient des astres morts, couverts de cratères d'impact et bien ennuyeux. Là aussi, l'exploration spatiale nous a révélé un monde bien différent de ce qui était prévu. À la fin des années 80, tous les astronomes s'émerveillaient devant l'extraordinaire variété des planètes, des satellites et de leur activité. Même si la majorité des cratères observés à la surface des planètes ou satellites est en fait due aux impacts de petits corps célestes de toutes tailles qui bombardent régulièrement les planètes et leurs satellites depuis les premiers instants du système solaire il y a 4,5 milliards d'années, de nombreux cratères sont bien des bouches éruptives. Saint Exupéry ne se trompait pas quand il représentait le Petit Prince « ramonant » un volcan sur une petite planète.

Le phénomène « volcan » n'est pas à l'échelle humaine. Le volcanisme, qui n'était jusqu'à présent étudié que dans le cadre de la Terre et souvent très localement, apparaît maintenant comme une simple composante d'un phénomène général dans l'Univers ! Marcher sur un volcan plus ou moins actif permet de réaliser des films spectaculaires et d'éprouver des émotions extraordinaires. Ce n'est pourtant pas le meilleur moyen scientifique de connaître le volcanisme terrestre qui est si important pour la vie de millions d'hommes. Les prélèvements de gaz sont faits dans des conditions difficiles à maîtriser. Les conditions météorologiques sont quelquefois mal connues, on ignore souvent si le prélèvement a été fait au bon moment et au bon endroit et comment ont varié les vents et les tourbillons.

Une simple étude descriptive et locale est insuffisante, seule une approche physique et globale est prometteuse. L'étude comparée des volcans du système solaire est, en ce sens, encourageante : elle nous permet d'étudier le volcanisme dans des conditions physiques et chimiques très variées et très différentes du cadre terrestre (fig. 3.9). Le volcanologue peut maintenant étudier à loisir le comportement des volcans dans des conditions différentes de gravité, de nature chimique des laves, de température, de pression, etc. Nul doute que cette approche permettra de faire des progrès importants et de mieux connaître dans un futur proche nos volcans terrestres et donc de mieux prédire leurs caprices !

Un des grands progrès de plusieurs disciplines (de l'astronomie à la géographie en passant par la géologie et la biologie) au cours de ce siècle a été le passage d'une approche descriptive (se ramenant à une classification et au relevé d'observations locales) à une approche physique, explicative introduisant les notions de comparaison et d'évolution. L'étude des volcans est à ce titre exemplaire. Il faut cependant demeurer très prudent : l'étude comparée des volcans extra-terrestres et des volcans terrestres n'a pas encore permis de comprendre le phénomène. Il ne faut pas vendre la peau de l'ours avant de l'avoir tué ! Pour l'instant, on peut simplement considérer que cette approche comparative est prometteuse et que le phénomène « volcan » est incomparablement plus riche qu'on ne le soupçonnait il y a quelques années.

La première leçon de l'observation des volcans du système solaire est la diversité du phénomène. Le phénomène « volcan » est une manière pour un corps céleste d'évacuer efficacement le surplus de chaleur interne. Celle-ci peut être le résultat de l'effet conjugué de la radioactivité et des pressions colossales exercées par les couches concentriques d'une planète massive (c'est le cas de la Terre) ou encore la conséquence de perturbations extérieures (c'est le cas de Io) ou enfin la manifestation d'une chaleur primitive aux premiers instants du système solaire (ce fut probablement le cas de Vesta).

Il est évidemment hors de question d'observer des volcans sur les quatre planètes géantes gazeuses, qui ne possèdent pas un sol solide. Des phénomènes volcaniques importants ont été observés sur la Terre, sur la Lune, sur Mars, sur Vénus, sur Io et sur Triton tandis que des « preuves indirectes » nous font soupçonner la présence de volcans et de matière basaltique sur l'astéroïde Vesta. Le volcanisme a des manifestations bien différentes d'un endroit à l'autre. On observe aussi bien de grands édifices que des épanchements d'origine fissurale. Sur Terre, le volcanisme a lieu essentiellement à la frontière entre les plaques tectoniques ou bien dans les zones au dessus des

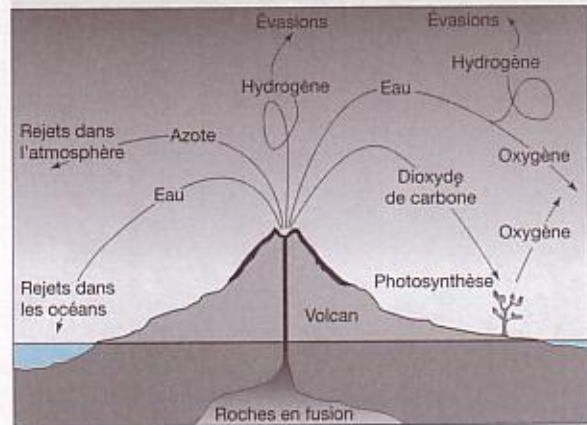


FIGURE 3.9. LE VOLCANISME. Le volcanisme est un moyen efficace pour évacuer la chaleur interne. Sur Terre, le volcanisme a rejeté dans l'atmosphère d'énormes quantités d'eau, de gaz carbonique et de nombreux autres gaz, et a apporté beaucoup de matériau solide aux continents. La photosynthèse des plantes a éliminé le gaz carbonique et rajouté de l'oxygène à l'atmosphère primitive de la Terre.

« points chauds » du manteau. On peut considérer que le volcanisme est, après le bombardement météoritique, le phénomène le plus répandu à la surface de la Lune et des planètes telluriques.

Le volcanisme lunaire est relativement ancien. Les roches basaltiques des mers lunaires, qui ont été rapportées sur Terre, ont un âge qui varie entre 3,9 milliards d'années pour les plus anciennes et 3,3 milliards pour les plus jeunes. La Lune est actuellement considérée comme « géologiquement morte ».

L'essentiel de l'activité volcanique de la Lune ne s'est pas manifesté par la création de montagnes volcaniques comme sur Terre, mais plutôt par de grandes fissures qui ont permis l'écoulement d'une succession d'énormes quantités de flots de lave comme on en trouve aux Indes ou en Amérique du Nord. Chaque flot devait avoir de 30 à 50 mètres d'épaisseur. Ces grands épanchements basaltiques ont rempli tardivement les dépressions et les bassins pour former les « mers lunaires », chacune étant formée par une centaine de flots et accumulant ainsi des laves sur environ 5 kilomètres d'épaisseur (fig. 3.10, p. 120).

Des craquelures et des rides sont apparues à la surface de ces « mers » au moment où les laves se sont contractées en se solidifiant. Des vallées sinueuses de laves sont visibles à la surface de certaines « mers ». L'une d'entre elles, Hadley Rille, a été visitée par la mission Apollo 17. D'une largeur de 1,2 kilomètre et d'une profondeur de 370 mètres, remplie d'énormes blocs de rochers effondrés, cette vallée semble le résidu d'un ancien tube de lave énorme dont le toit se serait effondré. On trouve de tels tubes sur Terre, mais à beaucoup plus

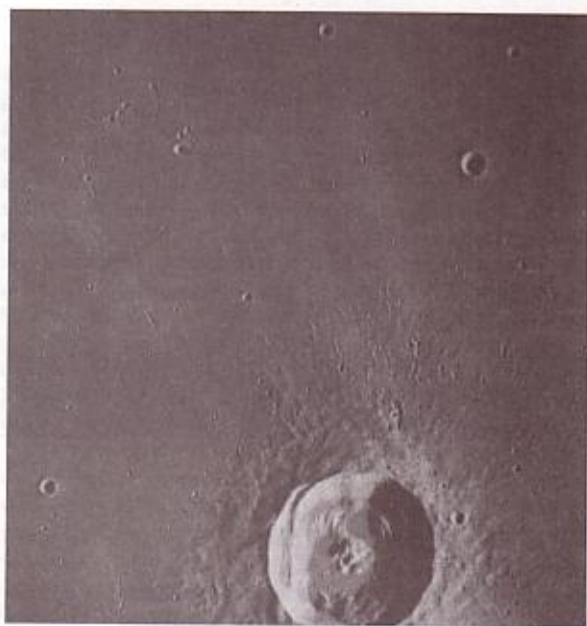


FIGURE 3.10. ANCIENNES COULÉES DE LAVE SUR LA LUNE. On distingue dans cette région de Mare Imbrium, au nord du cratère d'impact Euler, les restes d'anciennes coulées de lave. Certaines s'étendent sur près de mille kilomètres. Photographie prise par la sonde Apollo 17.

(Cliché © NASA)

petite échelle et on ne comprend pas pourquoi les tubes de lave lunaires sont beaucoup plus grands que leurs analogues terrestres. Avant les missions Apollo, certains astronomes croyaient que ces vallées étaient des lits de rivières asséchées, vestiges d'eau qui aurait coulé à la surface de la Lune dans le passé. Nous savons maintenant que la Lune a toujours été sèche.

Une analyse détaillée en laboratoire des échantillons lunaires rapportés sur Terre a pris de nombreuses années et a permis de reconstituer les grandes lignes de l'histoire des roches basaltiques lunaires. Trois grandes étapes ont marqué cette histoire. Tout d'abord, le matériau de la nébuleuse primitive qui a formé la Lune a perdu l'eau et les éléments légers. Puis, par différenciation, les éléments les plus lourds sont tombés au centre sous l'effet de la gravitation, la Lune s'est divisée en trois couches : un noyau (central contenant les éléments les plus denses), un manteau et une croûte superficielle moins dense. Dans une troisième étape, au sein du manteau, du matériau en fusion situé à des profondeurs allant de 100 à 400 kilomètres en dessous de la surface a donné naissance aux coulées de lave.

Bien avant que la période de bombardement intense ne soit terminée, des vents volcaniques s'échappaient de la surface de la Lune. La période la plus intense du volcanisme lunaire a commencé il y a environ 3,8 milliards d'années juste après la formation des bassins d'Imbrium et Oriental. Pendant les cinq cent millions d'années qui suivirent, des éruptions répétées ont rempli les bassins voisins de basaltes sombres pour créer le réseau des « mers lunaires » qui nous est maintenant familier. Toute activité volcanique importante a cessé sur la Lune il y a un peu plus de 3 milliards d'années. Quelques éruptions

ont pu continuer de ci de là pendant quelques temps (par exemple les monts Marius), mais nous n'en possédons pas de témoignage direct dans les échantillons lunaires rapportés sur Terre. Une mission Apollo devait se rendre sur les monts Marius. L'arrêt du programme en 1972 n'a hélas pas permis de faire cette expédition.

On peut se demander pourquoi les « mers » lunaires sont situées sur la face de la Lune tournée vers la Terre et absentes sur la face cachée. Cela est dû à la dissymétrie de notre satellite, la face cachée étant d'altitude plus élevée que la face visible. Les pressions internes qui ont poussé les laves vers la surface ont été suffisantes pour inonder de laves les « basses terres », mais n'ont pas été assez fortes pour produire des éruptions sur les « hautes terres ». En ce sens, les « mers » lunaires ressemblent aux mers terrestres : l'eau dans un cas, les laves dans l'autre ont « rempli les creux ».

Avec ses nombreux cratères d'impact, la surface de Mercure ressemble à celle de la Lune, mais, malgré une résolution de l'ordre de cent mètres, les images de Mercure envoyées par la sonde Mariner 10 n'ont révélé aucun édifice volcanique. Cette planète ne présente pas non plus de grands bassins d'épanchements basaltiques comparables aux mers lunaires. La formation du grand bassin de Caloris, apparu à la suite d'un impact géant il y a environ 3,8 milliards d'années, a pu engendrer une courte période d'activité volcanique. La présence à la surface de Mercure de plaines relativement lisses, ayant un pouvoir réflecteur à peu près constant et comparable aux autres formations de la planète, semble indiquer que la surface de Mercure est constituée de roches volcaniques qui ont été formées au tout début de son histoire. Mais, faute d'avoir pu analyser en laboratoire des échantillons du sol de Mercure, on ne sait pas si le fond du bassin de Caloris et d'autres plaines sont couverts de basalte ou d'un autre matériau de nature inconnue.

La surface de Vénus est dominée par les phénomènes volcaniques. Les plus hautes montagnes sont pour l'essentiel des édifices volcaniques et les plaines sont couvertes d'immenses flots de lave. La sonde Magellan, en orbite autour de Vénus à partir du mois d'août 1990, a effectué une cartographie complète de la planète par sondage radar et nous a envoyé des « photographies » de cette surface avec une précision jusqu'ici inégalée. Le radar de la sonde était en effet capable de « percer » l'atmosphère opaque de cette planète couverte de nuages. La mesure du temps d'aller et retour du signal radar a permis de connaître le relief de Vénus et d'établir une carte de la topographie de Vénus avec une précision de l'ordre de 75 mètres, meilleure que la taille d'un terrain de football !

Des flots de lave, émergent de volcans, de fissures dans la croûte ou de dépressions, témoignent de l'activité volcanique de Vénus. De nombreuses coulées de lave ont quelques kilomètres de longueur. Quelques unes s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres soit en raison de la très faible viscosité de la lave, soit en raison d'une activité éruptive intense. Les laves ont inondé et rempli les « basses terres » de Vénus, créant ainsi de vastes plaines dont la surface est en général relativement lisse.

Vénus est couverte de volcans sur toute sa surface. Plus de cent mille volcans en forme de boucliers renversés, d'où leur nom de volcans boucliers, ont été identifiés par la sonde Magellan (voir cahier couleur p. IX, Maat Mons, le plus grand volcan bouclier de Vénus). Ils ont tous moins de quinze kilomètres de diamètre. On retrouve à peu près le même nombre de volcans boucliers sur Terre, essentiellement au fond des océans Atlantique et Pacifique. Les volcans les plus petits sont rassemblés en groupes qui couvrent des surfaces de l'ordre de 100 à 200 kilomètres de diamètre. Des centaines de volcans de grande taille entourés de coulées de lave, s'étendant sur des centaines de kilomètres, émergent sur Vénus.

Il est quelquefois difficile de distinguer les cratères d'impact des cratères volcaniques. Cependant, de nombreux dômes sont sans aucun doute volcaniques. Certains volcans sont semblables aux volcans terrestres, d'autres sont très différents. Deux volcans géants montrent des anneaux concentriques dans la région de Lakshmi Planum. De telles structures concentriques appelées « couronnes » qui ont des centaines de kilomètres de diamètre ne se trouvent que sur Vénus (fig. 3.12). Elles proviennent probablement de processus internes de grande amplitude qui soulèvent et déforment la surface. On trouve au sommet de nombreux volcans vénusiens des cratères géants d'environ cent kilomètres de diamètre alors que, sur Terre, ces cratères ne dépassent pas quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Une vingtaine d'autres ont, en plusieurs endroits de la surface de Vénus, une forme de « crêpe » de 25 kilomètres de diamètre et de deux kilomètres de hauteur. Ils ressemblent, en beaucoup plus gros et en beaucoup plus symétriques, à certains volcans terrestres formés par des laves très visqueuses et en éruption pendant un court intervalle de temps. Des systèmes complexes de fractures entourent de nombreux volcans. On observe aussi des centaines de milliers de « petits » dômes d'environ 1 à 2 kilomètres de diamètre et de quelques centaines de mètres de hauteur probablement formés par des laves très fluides (fig. 3.11).

Le volcanisme vénusien se manifeste aussi par des vallées sinueuses serpentant sur les plaines de la planète. L'une d'entre elles, la vallée de l'Hildr, s'étend sur plus de 7000 kilomètres : c'est le plus long canal du système solaire ! Au premier coup d'œil, ces vallées font penser à des lits de rivière, mais, avec ses 450 °C, la surface de la planète est beaucoup trop chaude pour permettre à de l'eau liquide de couler. L'estimation de leur âge aussi bien que l'examen des régions avoisinantes semble montrer que ces canaux ne proviennent pas non plus d'une période ancienne où la température aurait été plus fraîche. La seule explication qui reste est celle d'une coulée de lave suffisamment chaude pour avoir creusé son chemin à travers la roche solide comme sur la Lune.

Les éruptions volcaniques vénusiennes sont probablement moins spectaculaires que leurs analogues terrestres. On ne devrait pas observer, comme sur Terre, des fontaines de feu provoquées par l'éjection de gaz et de roches fondues. La pression atmosphérique élevée à la surface de Vénus, cent fois plus que sur Terre, empêche probablement de telles éruptions. Le volcanisme vénusien devrait être plus calme et conduire à la formation de volcans moins hauts que sur Terre.

Les nuages d'une éruption volcanique n'étaient évidemment pas visibles pour les radars de la sonde Magellan et il est difficile de savoir quels volcans, s'il y en a, sont encore actifs. Il faudra des dizaines d'années pour faire une première étude du volcanisme vénusien. La comparaison détaillée des volcans des deux planètes jumelles que sont la Terre et Vénus promet une belle moisson de résultats !

Mars possède des cratères d'impact aussi bien que des cratères volcaniques. L'activité volcanique est un phénomène majeur de l'histoire de cette planète. Plus de la moitié de la surface martienne a été couverte de dépôts volcaniques variés. On observe de grands épanchements volcaniques dans les plaines de l'hémisphère nord et d'immenses volcans actuellement inactifs. Ils semblent avoir fonctionné pendant plusieurs millions d'années.

Les volcans martiens sont non seulement des centres locaux d'éruption, mais aussi une composante importante du paysage martien à l'échelle de la planète. Bien que Mars n'ait que la moitié de la taille de la Terre, plusieurs de ses volcans surpassent de beaucoup en dimension ceux de la Terre. Quatre d'entre eux atteignent plus de vingt kilomètres de haut et plus de 400 kilomètres de diamètre à la base. Même les volcans de taille moyenne sont énormes comparés aux



FIGURE 3.11. DÔMES VOLCANIQUES DANS LA RÉGION ALPHA DE VÉNUS. Ces dômes, apparemment composés de laves visqueuses qui se sont fracturées en structures concentriques et radiales quand elles se sont refroidies, ont chacun un diamètre de l'ordre de 25 kilomètres et une hauteur d'environ 2 kilomètres.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)



FIGURE 3.12. COURONNE SUR VÉNUS. Image radar d'une « couronne » de 300 kilomètres de diamètre dans la région d'Aphrodite Terra.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

volcans terrestres. Le volcan Olympus Mons est le géant du système solaire (fig. 3.13, p. 122). Son sommet culmine à plus de 25 kilomètres au dessus des plaines environnantes. L'escarpement qui entoure sa base a 700 kilomètres de diamètre. Par beaucoup de côtés, ce volcan ressemble aux volcans hawaïens, mais ces derniers, pourtant si impressionnants pour nous humains, sont de véritables nains par rapport à leur grand frère martien. Arsia Mons possède lui le plus grand cratère d'un diamètre d'environ 120 kilomètres (voir fig. 3.27, p. 131).

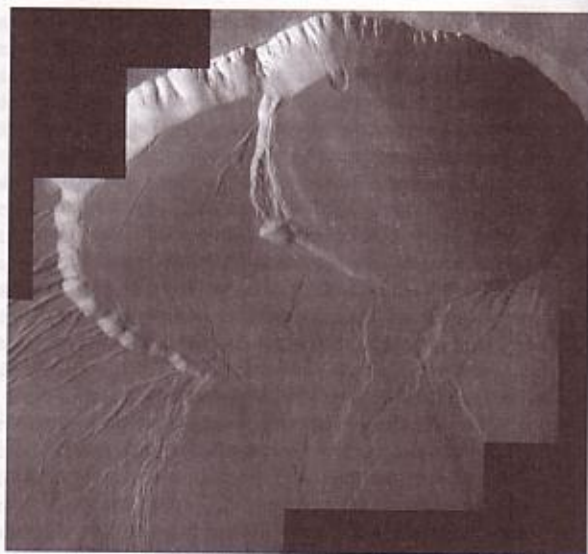
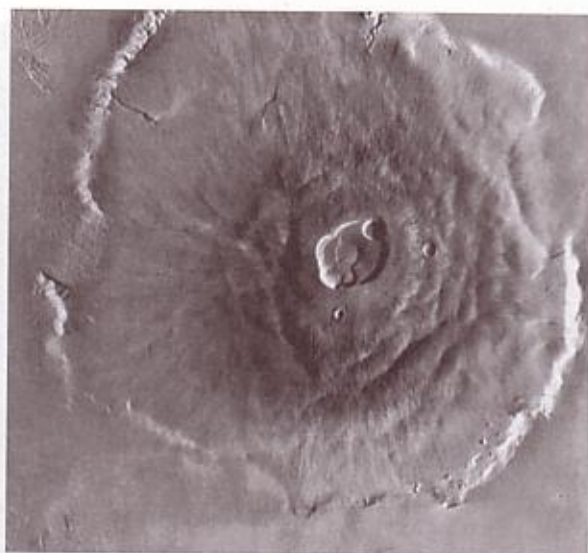


FIGURE 3.13. OLYMPUS MONS, LE PLUS GRAND VOLCAN MARTIEN. Ce volcan bouclier, le plus grand du système solaire, s'élève à 27,4 kilomètres de hauteur et plus de 700 kilomètres de circonférence à sa base. Le document de droite montre la caldéra complexe du sommet. Les murs du cratère ont une hauteur de l'ordre de 2,4 à 2,8 kilomètres.

(Cliché © NASA/USGS)

Des centaines de volcans ont été identifiés sur les images transmises par les sondes Viking. Ils sont distribués de manière très inhomogène à la surface de Mars. Les plus grands se trouvent dans les régions de Tharsis et de l'Élysée, quelques uns, plus anciens, se trouvent dans la région d'Hellas. Un volcan ancien comme Alba a un âge d'environ 3 à 4 milliards d'années. Il n'a que quelques kilomètres de hauteur, mais il couvre une surface de plus de 1 600 kilomètres de diamètre, soit quatre fois plus qu'Olympus Mons et 200 fois plus que les plus grands volcans terrestres, le Mauna Loa et le Mauna Kea. Ce qui caractérise les volcans martiens est leur grande taille, leur forme aplatie et leur ressemblance avec les volcans boucliers terrestres qui se sont formés à la suite d'éruptions de laves basaltiques relativement fluides (fig. 3.14).

Certains pensent que les volcans martiens se sont développés là où la croûte est la plus mince. Cette « zone de faiblesse » a permis au volcanisme de se développer dans cette région. Cet amincissement est vérifié par les modèles du champ de gravité. Il pourrait être dû à un impact de météorite. Les épanchements, qui ont recouvert une grande partie de l'hémisphère nord, ont provoqué une surcharge locale et une déformation de la croûte. Cette surcharge est accompagnée d'une augmentation d'épaisseur de la croûte, qui est plus épaisse que sur Terre. C'est peut-être à cause de cela qu'on n'observe pas sur Mars de « tectonique des plaques » comme sur Terre. Les volcans boucliers terrestres sont formés par la montée d'un « point chaud » qui se forme entre le noyau et le manteau terrestre et qui perce la surface. La dérive des plaques terrestres fait apparaître une chaîne de volcans boucliers dont l'âge décroît régulièrement le long de la direction de déplacement de la plaque terrestre, par exemple la chaîne des volcans qui part du Deccan indien pour passer par les Maldives, les Seychelles et aboutit à l'île de la Réunion ou encore la chaîne des volcans hawaïens. S'il n'y a pas de dérive des plaques sur Mars, le « point chaud » perce la surface toujours au même endroit et les volcans martiens sont alors évidem-

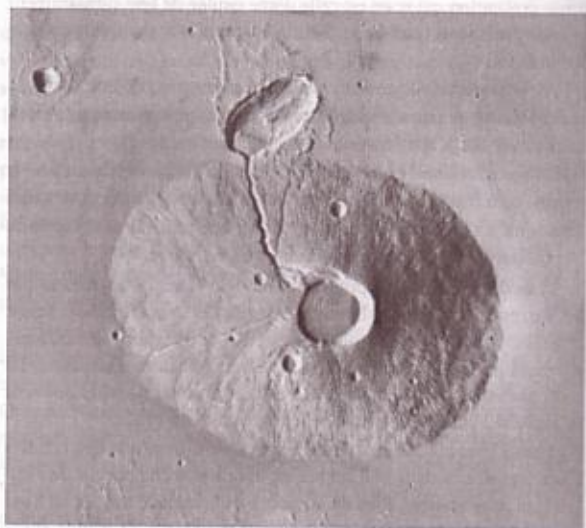


FIGURE 3.14. LE VOLCAN CERATONI THOLUS SUR MARS. La caldéra du sommet a un diamètre de 22 kilomètres. Une large coulée sur le flanc nord se termine dans un cratère d'impact.

(Cliché © NASA/USGS)

ment beaucoup plus volumineux que les volcans boucliers terrestres. L'absence de tectonique des plaques sur Mars explique le gigantisme de ses volcans !

Une grande partie de l'hémisphère nord de Mars est couverte de plaines volcaniques semblables d'aspect et d'âge aux « mers » lunaires. Ces plaines couvertes de flots de lave de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur sont souvent parcourues de fractures, de rides, de plis, de sillons et de stries.

On peut maintenant se demander si le volcanisme martien est encore actif. Nous n'en avons pas de preuve directe, mais les coulées de lave les plus récentes sur les flancs d'Olympus Mons ont moins de cent millions d'années, ce qui est jeune à l'échelle du système solaire.

La découverte sur Io de neuf volcans en activité projetant du matériau à 300 kilomètres de hauteur au moment du passage de la sonde Voyager 1 près de Jupiter le 5 mars 1979 a été une des premières grandes surprises de cette mission. Voir cahier couleur, p. IX, l'éruption du volcan Loki. Quatre mois plus tard, lors du passage de la sonde Voyager 2, un seul était éteint et deux autres volcans étaient découverts. Les astronomes s'attendaient à compter les cratères à la surface pour connaître son âge. L'examen détaillé des photographies ne montre en fait aucun cratère d'impact météoritique, ce qui indique que la surface est très jeune et qu'elle est le siège de processus géologiques qui la remodelent sans cesse. La surface brun-rougeâtre de ce satellite de la taille de la Lune, mais si différent, est couverte de soufre, de dioxyde de soufre et de sels de sodium et de potassium. Chaque éruption projette plus de 10 000 tonnes de matériaux par seconde. Cette activité représente à elle seule plus de dix mètres de dépôts sur toute la surface de Io chaque million d'année. Si on ajoute tout ce qui est transporté par les coulées issues des caldéras, on trouve jusqu'à cent mètres de dépôts par million d'année. On comprend pourquoi il n'y a aucune trace d'impact météoritique sur le sol d'Io !

On observe un grand nombre de taches sombres de quelques dizaines de kilomètres de diamètre qui sont des centres volcaniques. La couleur de la surface est due à du soufre éjecté par les volcans. Les cratères volcaniques occupent environ 5 % de la surface et reflètent moins de 5 % de la lumière solaire, ils sont entourés de halos diffus et irréguliers (fig. 3.15). De grandes coulées prennent naissance dans la partie sombre et s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres de long en serpentant et en développant des formes tentaculaires (fig. 3.16). Les plaines d'Io sont associées au volcanisme, mais des montagnes de plus de cent kilomètres de largeur et qui s'élèvent jusqu'à 9 kilomètres au dessus des plaines ont peut-être une origine différente.

Les mécanismes détaillés d'éruption sur Io ne sont pas encore compris, mais la source d'énergie est connue ! Les effets de marée de l'énorme Jupiter voisin combinés aux perturbations gravitationnelles des satellites Europe et Ganymède provoquent des déformations de Io et un fort échauffement interne. La chaleur évacuée conduit aux spectaculaires éruptions observées. Comme tous les satellites du système solaire, comme la Lune autour de la Terre, Io est déformé par les effets de marée provoqués par la planète centrale. Io prend la forme d'un « ballon de rugby » sous l'effet de l'attraction de Jupiter. Ces déformations sont d'autant plus fortes que le satellite est plus proche de la planète. Par ailleurs, Io est perturbé par l'attraction d'Europe et de Ganymède, les trois satellites sont même en résonance (leurs périodes de révolution autour de Jupiter sont dans des rapports simples). Cet effet conduit Io à avoir une orbite très légèrement elliptique. Sa distance à Jupiter varie donc très légèrement. Les déformations dues à Jupiter varient donc sans cesse. Les frottements associés réchauffent considérablement toutes les couches du satellite. Cette chaleur s'évacue de l'intérieur vers l'extérieur sous forme d'éruptions volcaniques. Cette activité dure probablement depuis plus de 4 milliards d'années ! Les

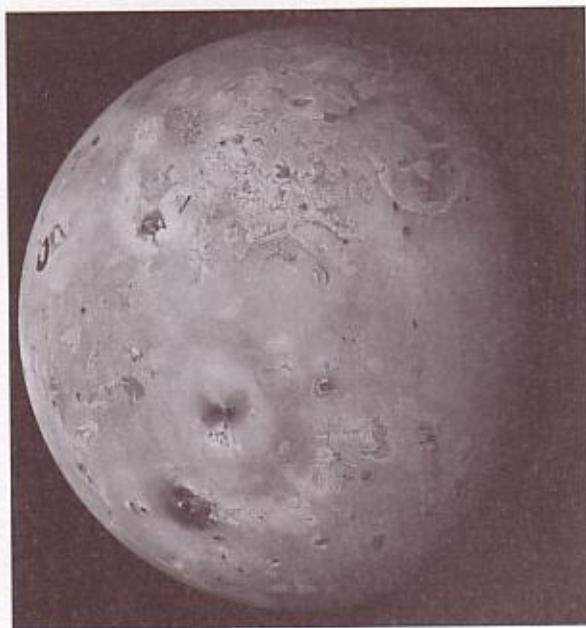


FIGURE 3.15. SURFACE D'IO.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)



FIGURE 3.16. VOLCAN D'IO. Sur cette aire de plusieurs centaines de kilomètres de côté, on distingue la caldera du sommet, de 25 sur 50 km de côté, d'où s'écoulent des flots de lave récents de couleur sombre qui ressemblent à ceux des volcans boucliers sur Terre comme ceux de la Réunion ou d'Hawaï. Les parties claires sont interprétées comme des glaces de dioxyde de soufre, provenant peut-être de geysers. (J.P.L.-N.A.S.A.).



FIGURE 3.17. LES PLAINES VOLCANIQUES DE TRITON. Vue oblique reconstituée par ordinateur d'une caldera de 200 kilomètres de diamètre. On pense que des éruptions d'une sorte de « neige fondue » sont responsables de ce type de formations.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)



FIGURE 3.18. GEYSERS SUR TRITON. On aperçoit sur cette photographie des zones de retombées sombres de plusieurs dizaines de kilomètres provenant d'importantes éjections de matière.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

volcans d'Io sont répartis de manière beaucoup plus aléatoire sur la surface que dans le cas de la Terre où la localisation des volcans a été influencée par la tectonique.

Triton, le corps le plus froid (-236° Celsius) et le plus éloigné qui ait jamais été exploré par un engin construit par les hommes, s'est révélé beaucoup plus actif qu'on ne le soupçonnait. Ce fut une grande surprise de découvrir qu'un corps de la taille de la Lune était loin d'être un astre mort, mais, comme la Terre et Io, possédait des volcans actifs et peu de cratères d'impact. Cette surface jeune semble très active : elle a été récemment soumise à des phases de fusion des glaces et à de nombreux processus géologiques. Les photographies envoyées le 25 août 1989 par la sonde Voyager 2 montrent des cratères volcaniques, vestiges d'éruptions qui ont eu lieu au cours des dernières centaines de millions d'années. La croûte de Triton contient essentiellement de la glace d'eau qui, à cette température, se comporte comme une roche dure. De larges plaines et des cratères semblent avoir été récemment inondés par des « laves » d'eau, d'ammoniac et de méthane (fig. 3.17).

Trois mois après le passage de la sonde Voyager, l'examen détaillé des images a permis de mettre en évidence une activité à la surface de Triton : en plusieurs endroits, une colonne de matière de près de 8 kilomètres de haut s'élève du sol pour se répandre en un nuage horizontal de plusieurs dizaines de kilomètres d'étendue. On a appelé ce phénomène « geysers » (fig. 3.18), mais il est d'une échelle incomparablement plus grande que le phénomène de même nom sur Terre. Au moins quatre éruptions de ce type ont été découvertes dans les images de Voyager 2. Ces colonnes de matière éruptive ont un diamètre de l'ordre de quelques dizaines de mètres à un kilomètre. Les mécanismes de production de ces éruptions ne sont pas encore compris.

Révérence faite au Petit Prince de Saint Exupéry, on ne s'attend pas *a priori* à trouver la moindre trace de volcanisme sur ces petits corps que sont les astéroïdes. En effet, en raison de leur faible masse et des pressions relativement faibles en leur sein, ils n'ont pas développé de chaleur interne susceptible d'être évacuée par des volcans. Et pourtant, parmi les milliers de ces petits corps encore mal connus, Vesta pourrait présenter des traces volcaniques à sa surface. C'est un des astéroïdes qui possède la surface la plus brillante (30 % de la lumière solaire est réfléchiée). Vesta, le troisième astéroïde par ordre de taille, n'a encore jamais été exploré par un engin humain, mais l'analyse du spectre de sa lumière fait soupçonner aux astronomes la présence de basaltes à sa surface.

L'analyse systématique de centaines d'autres astéroïdes n'a, pour l'instant, pas révélé la moindre trace de basaltes à leur surface. Le fait que les caractéristiques spectrales de Vesta changent légèrement au fur et à mesure de sa rotation montre que la composition de sa surface n'est pas uniforme.

L'analyse en laboratoire des météorites révèle une classe d'objets qui sont des météorites basaltiques : on les appelle les eucrites. Ils ne sont pas tous semblables, mais les principaux semblent avoir les mêmes caractéristiques que certaines régions de la surface de Vesta. On peut donc imaginer qu'au cours de la rotation de l'astéroïde, des flots de laves de composition légèrement différente défilent devant nos instruments. Il n'est cependant pas certain que les eucrites sont des restes de la surface de Vesta. Un autre astéroïde a pu un jour être cassé par une collision violente. Par ailleurs, on peut se demander pourquoi Vesta paraît un corps unique et pourquoi des corps plus gros tels que Cérès et Pallas ne semblent pas présenter de traces d'activité volcanique. S'il était confirmé que Vesta présente bien des traces de volcanisme, ce serait alors le volcanisme le plus ancien connu par l'Homme datant de la formation du système solaire, il y a 4,5 milliards d'années !

4. La cratérisation

Comme en témoignent les cratères d'impact observés sur toutes les surfaces solides du système solaire, les collisions sont incessantes depuis la formation des planètes. Tout au long des 4,5 milliards d'années de l'histoire du système solaire, le bombardement a été continu et aucun morceau de la surface d'une planète ou d'un satellite n'y a échappé. Mais actuellement, à l'échelle de la vie d'un homme ou même de la durée d'une civilisation, la probabilité de « recevoir un caillou sur la tête » est pratiquement nulle. Chaque jour, des centaines de tonnes de poussières et de « cailloux » frappent la Terre à des vitesses comprises entre 10 et 70 kilomètres par seconde ! Mais peu atteignent le sol. Heureusement pour nous, l'atmosphère terrestre est un bouclier très efficace et beaucoup de projectiles sont chauffés et détruits par le frottement avec les hautes couches de l'atmosphère. Un objet ne peut heurter la surface de la Terre à grande vitesse que si sa taille est supérieure à quelques centimètres. Les corps de taille supérieure à plusieurs dizaines de mètres forment un cratère quand ils heurtent les terres immergées. Une collision catastrophique, non pour la Terre elle-même, mais pour les espèces vivantes dans la mince couche qu'est la biosphère n'a lieu en moyenne que tous les quelques dizaines de millions d'années. Avec les progrès de l'observation nous sommes cependant au point où nous pourrions bientôt prévoir de tels événements et donc « réagir à temps » !

Bien que la cratérisation soit un phénomène extrêmement rare à l'échelle humaine, c'est le processus géologique dominant dans le système solaire. Les « montagnes » de la Lune, de Mercure, de Callisto, des astéroïdes... sont pour la plupart les pentes d'anciens cratères. Si la surface d'une planète ou d'un satellite est le siège de phénomènes d'érosion par les eaux ou par le vent ou encore si l'activité géologique est importante (volcans, failles, mouvements de terrain, etc.), ces cratères sont rapidement effacés comme sur la Terre. Par contre, les corps dépourvus d'atmosphère et qui ont une surface inerte conservent toutes les traces du bombardement et sont saturés de cratères. Callisto, satellite de Jupiter, en est le meilleur exemple. Le décompte des cratères est donc un excellent moyen d'estimer l'activité géologique et l'âge des surfaces planétaires, d'où leur nom de chronomètres planétaires.

Le bombardement, intense au cours du premier milliard d'années, continue depuis 3,9 milliards d'années à un rythme moins soutenu. En effet, quand la première phase de formation des planètes et des satellites, résultant des collisions entre planétoïdes, a été terminée, la majorité des planétoïdes avait disparu pour donner naissance aux planètes

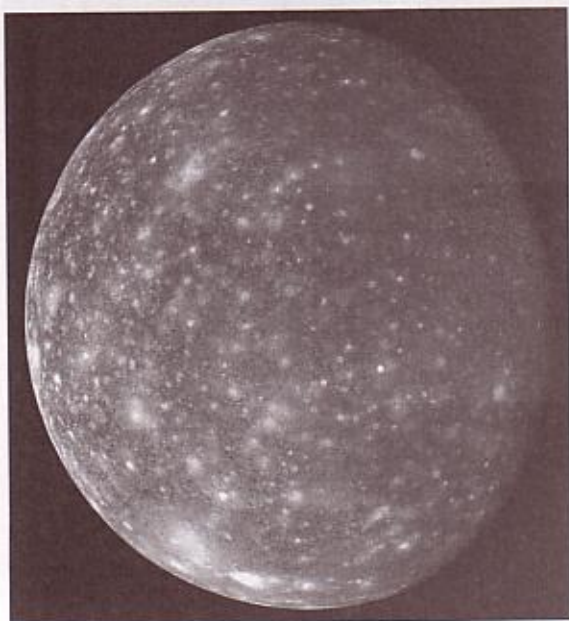


FIGURE 3.19. CALLISTO. UNE SURFACE SATURÉE DE CRATÈRES. Le sol de ce satellite de Jupiter est criblé de cratères et n'a pratiquement pas été remodelé depuis la formation du satellite. L'absence d'activité géologique est probablement expliquée par l'épaisseur importante de la croûte de Callisto.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

et le bombardement est devenu moins intense. Le matériau non utilisé a continué sa course autour du Soleil avant de heurter un autre corps ou de rejoindre une trajectoire stable et « tranquille ». L'intensité du bombardement ne décroît plus que très légèrement depuis environ 3,9 milliards d'années. On peut même la considérer comme pratiquement constante depuis (fig. 3.20, 3.21, 3.22, p. 126).

Ce n'est qu'à la fin du XIX^e siècle que les scientifiques ont compris que les cratères lunaires résultaient d'impacts de météorites. Ils avaient en effet remarqué que ces cratères n'étaient pas au sommet des montagnes, que leurs fonds étaient à une altitude plus basse que celle des plaines avoisinantes et qu'ils étaient bien différents en forme, taille et distribution des volcans terrestres. Ils croyaient que leur formation était semblable à celle des petits cratères produits en jetant des pierres dans le sable ou dans la boue. Dans ce cas, les cratères lunaires auraient dû être ovales pour des projectiles arrivant obliquement par rapport à la surface et circulaires seulement pour des météores tombant verticalement sur la surface, c'est-à-dire que pratiquement tous les cratères lunaires auraient dû être allongés alors qu'ils sont tous ronds. Ces scientifiques n'avaient pas compris

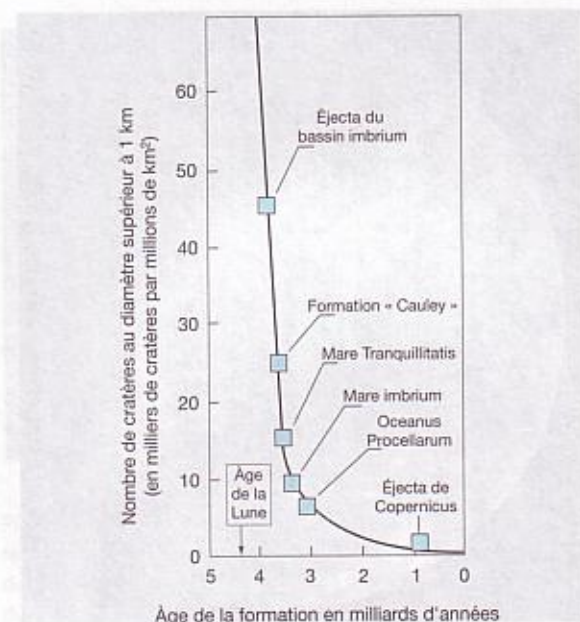


FIGURE 3.20. LE TAUX DE BOMBARDEMENT DEPUIS LA NAISSANCE DES PLANÈTES. La datation en laboratoire des échantillons lunaires rapportés sur Terre a permis d'estimer le nombre de cratères par unité de surface en fonction de leur âge. On a représenté ici le nombre de cratères d'un diamètre supérieur à un kilomètre (en milliers de cratères par millions de km^2) en fonction de la date de leur formation (en milliards d'années). Pour les six régions de la Lune visitées par les astronautes des missions Apollo, on a pu déterminer le rapport entre l'âge et le taux de cratérisation. Pour les autres régions de la Lune, il suffit de déterminer le degré de cratérisation pour connaître leur âge. Cette courbe montre que le flux de météorites a été initialement considérable pour décroître fortement. Depuis 3,5 milliards d'années, il est très faible. Les missions Apollo nous ont apporté la preuve qu'un bombardement intense a eu lieu au cours du premier milliard d'années de l'histoire du système solaire soit bien après la formation des planètes et plus longtemps qu'on ne l'avait initialement pensé. On ne sait pas si la fin de cette période de bombardement intense correspond à la fin de la période d'accrétion ou bien à la fin d'un phénomène différent comme par exemple l'arrivée de corps de grande taille situés initialement beaucoup plus loin du Soleil. On retrouve des preuves de ce bombardement primitif sur d'autres corps tels que Mercure ou Mars.

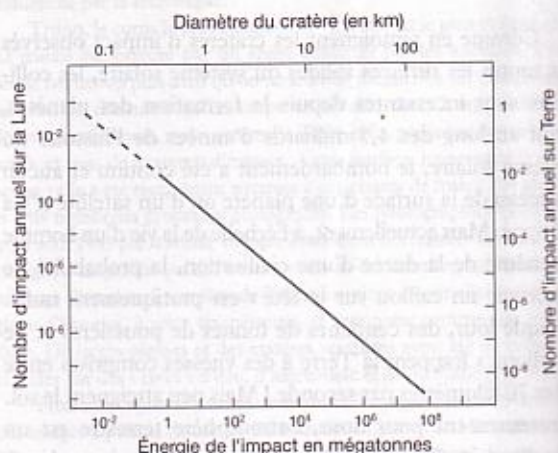


FIGURE 3.21. ESTIMATION DU NOMBRE D'IMPACTS ANNUELS SUR TERRE ET SUR LA LUNE. Un cratère de 100 kilomètres de diamètre est formé en moyenne tous les 100 millions d'années et un cratère de 2 kilomètres de diamètre tous les 10 000 ans. Sur la Lune, qui est plus petite et moins massive, le taux de cratérisation est environ dix fois moindre.

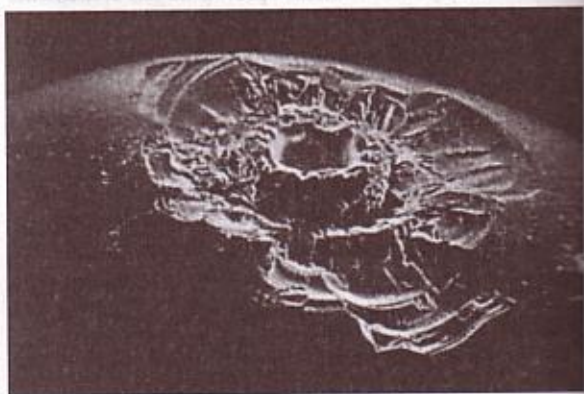


FIGURE 3.22. TOUS LES CORPS DU SYSTÈME SOLAIRE, MÊME LES PLUS PETITS, SONT BOMBARDÉS. Un grain de poussière lunaire, vu au microscope électronique, possède un micro-cratère de 0,1 millimètre de diamètre.

(Cliché © NASA)

la physique des impacts à grande vitesse. Des champs de bataille de la première guerre mondiale aux conflits « locaux » de la fin du siècle, les guerres du xx^e siècle nous ont hélas fourni de multiples exemples de tels impacts et de la formation d'un terrain fortement cratérisé !

Bien qu'il y ait des différences importantes entre un cratère d'impact et un cratère de bombe, on peut comparer les deux phénomènes : c'est l'explosion et non pas la force mécanique de l'impact qui creuse le cratère (fig. 3.23). Cette explosion a lieu approximativement de manière symétrique autour du point d'impact indépendamment de la direction d'arrivée du bolide. Les cratères des champs de bataille sont toujours circulaires quelle que soit la direction d'arrivée de la bombe ! On peut se demander pourquoi les corps célestes explosent quand ils heurtent le sol d'une planète. Ce n'est évidemment pas parce qu'ils sont constitués d'un matériau explosif, mais c'est parce que l'énergie du choc est considérable : avant le choc, le bolide est attiré par l'attraction gravitationnelle de la planète cible et la vitesse minimum d'impact est donc évidemment au moins égale à la vitesse d'évasion de la surface de la planète, c'est-à-dire à 11,2 km/s pour la Terre et à 2,4 km/s pour la Lune. Il faut en fait considérer la vitesse d'arrivée du projectile sur sa cible. L'énergie cinétique associée à ces vitesses est bien supérieure à celle d'une masse équivalente de dynamite, ce qui explique l'explosion au moment de l'impact, quelle que soit la composition du bolide et la nature de la surface heurtée.

Quand un bolide heurte la surface de la Lune à une vitesse de plusieurs kilomètres par seconde, son énergie est si grande qu'il pénètre de plusieurs fois son diamètre en dessous de la surface lunaire. La force du choc détruit aussi bien le bolide que la surface à l'endroit de l'impact et engendre des ondes sismiques. La chaleur de l'explosion vaporise une grande partie du matériau solide, une poche de gaz chaud et à haute pression se forme. L'explosion de cette poche forme un cratère. Le diamètre de ce cratère est d'environ dix fois plus grand que la taille initiale du projectile. Sa profondeur est environ deux fois plus grande que le projectile. La masse de roches projetées au dessus de la surface est environ cent fois plus grande que celle du projectile. La majeure partie de ce matériau retombe dans le cratère, le remplissant en partie tandis que le reste se repand autour du cratère. Sur Terre, une vitesse d'arrivée encore plus grande peut former des cratères vingt fois plus gros que le projectile et soulever une masse des milliers de fois plus grande que celle du bolide.

Dans les cas de bolides de grande taille ou d'une grande vitesse d'arrivée, les ondes engendrées par l'explosion se réfléchissent sur les parties non choquées de la surface à l'extérieur du cratère et rebondissent pour former un pic central. Pour une collision encore plus violente, une

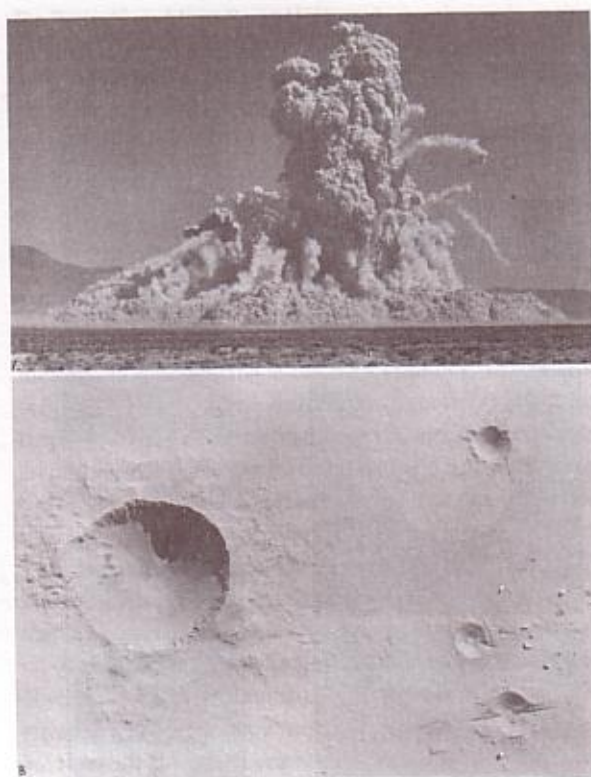


FIGURE 3.23. EXPLOSION D'UNE BOMBE ATOMIQUE. (a) L'explosion provoque l'éjection de roches, de poussières et de divers matériaux sur des trajectoires variées. (b) Le résultat est la formation d'un cratère entouré d'une couche de matériaux éjectés et de cratères secondaires.

(Clichés © NASA)

succession d'ondes est produite par l'explosion un peu comme les ondes qui se développent dans l'eau autour du point d'impact d'un caillou (fig. 3.24, p. 128). Ces ondes sont gelées à la surface en formant des anneaux concentriques autour du cratère. Le bassin Caloris de 1300 kilomètres de diamètre à la surface de Mercure, les bassins Imbrium et Oriental respectivement de 1 200 et de 900 kilomètres de diamètre à la surface de la Lune, sont d'excellents exemples de telles collisions. Une trentaine de tels bassins de plus de 300 kilomètres de diamètre, résultant de l'écrasement de corps d'environ cent kilomètres de diamètre, ont été identifiés à la surface de la Lune. De tels cratères ont été formés au début de l'histoire du système solaire au moment où le bombardement était intense. Les plus anciens ont été effacés par l'activité de la Lune à cette époque et par les gros cratères plus récents. Ceux qui sont encore visibles à la surface de la Lune sont apparus dans la phase finale de ce bombardement intense. Ils ont tous entre

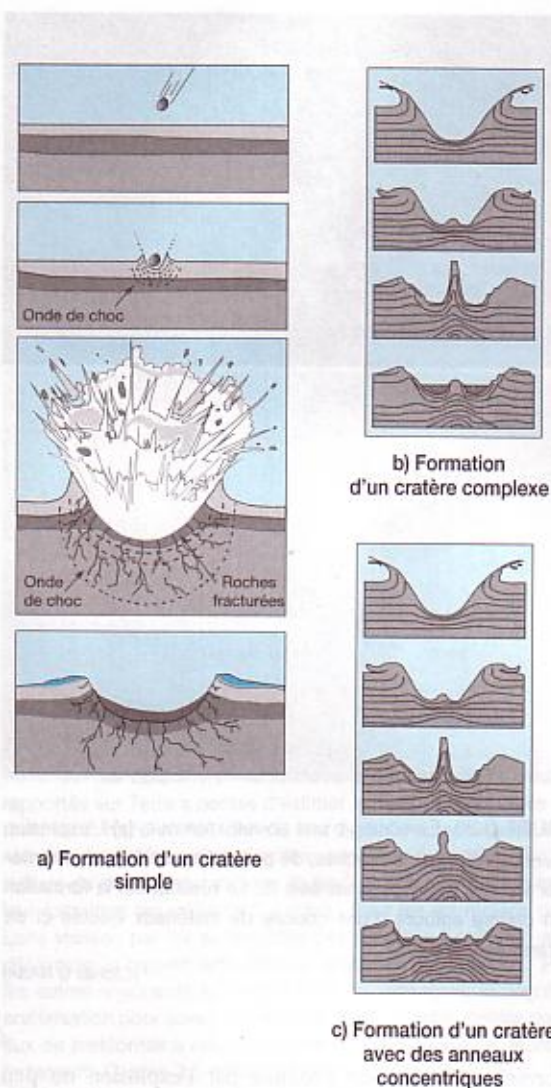


FIGURE 3.24. SCHÉMA DE FORMATION DES CRATÈRES. Selon la violence de l'impact, des cratères simples (a), complexes (b) ou à anneaux (c) sont formés. Les cratères simples ont la forme d'un bol. Ils sont partiellement rebouchés par les débris d'éjection et leur diamètre est inférieur à 10 kilomètres sur la Lune et 3 kilomètres sur la Terre. Au-delà de cette dimension, le cratère est plus complexe, son fond est aplati et un piton central apparaît. Les cratères complexes ont un diamètre de l'ordre de 20 à 100 kilomètres sur la Lune. Pour des diamètres supérieurs à 100 kilomètres, des anneaux peuvent apparaître.

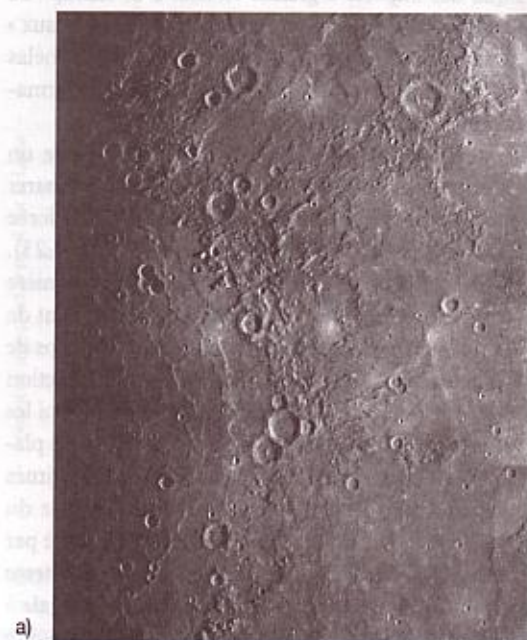


FIGURE 3.25. FORMATION D'ANNEAUX CONCENTRIQUES DANS LE CAS D'UNE COLLISION PARTICULIÈREMENT VIOLENTE. Après un impact violent, le fond du cratère est projeté en l'air comme l'eau d'une flaque bombardée par la pluie. En s'affaissant, les flancs du cratère forment une série de terrasses. On voit ici deux exemples : (a) le bassin Caloris sur Mercure, (b) le cratère Valhalla sur Callisto. Tous les deux ont été formés par un bolide de plus de 10 kilomètres de diamètre. Les différences de morphologie s'expliquent par les différences de gravité.

- (a) Le bassin Caloris, ici en périphérie, a 1 300 kilomètres de diamètre et il est bordé de montagnes de 2 kilomètres de hauteur. La collision a été si violente que des ondes se sont propagées à travers toute la planète pour transformer la partie diamétralement opposée.
- (b) Le cratère Valhalla, vu par la sonde Voyager 1 le 6 mars 1979. Les anneaux concentriques s'étendent jusqu'à 1 500 kilomètres de l'impact.

(Clichés © NASA/JPL/Caltech)

4,1 et 3,9 milliards d'années. On trouve des cicatrices de telles collisions violentes sur Mars avec Hellas et Argyre et sur Callisto avec Valhalla et Asgard (fig. 3.30, p. 132).

À l'époque où ces gros cratères apparaissaient sur tous les corps du système solaire, la Terre était elle aussi bombardée par des astéroïdes de cent kilomètres de diamètre et, en raison des vitesses d'impact élevées dues à la forte gravité de la Terre, l'énergie de collision était encore plus forte que dans le cas de la Lune, de Mercure ou de Mars. Toutes les traces de cette « préhistoire de la Terre » ont disparu. Les conséquences de tels impacts sur la croûte de la jeune Terre ont évidemment été considérables !

Les processus physiques associés à la formation des cratères sont les mêmes dans tout le système solaire, mais le détail des mécanismes de cratérisation varie d'un corps à l'autre en fonction de la masse et de la nature des corps. Pour un projectile donné, la cratérisation sera d'autant plus importante que la masse de la planète ou du satellite sera plus importante. Par exemple, la gravité des astéroïdes est si faible que les cratères sont beaucoup plus petits que ceux de la Lune pour un même projectile. La nature et la rigidité de la surface jouent un rôle important. Un sol de granit ne réagit pas de la même manière qu'une dune de sable. Quand un météorite de taille importante heurte la surface d'un océan terrestre, il est évidemment freiné dans sa chute, mais il provoque surtout un raz de marée ou un tsunami. Quand il heurte la surface d'Encelade ou de Triton, il rencontre aussi une surface formée d'eau, mais la température est si froide (en dessous de - 200° Celsius) que cette eau est non seulement glacée, mais si rigide qu'elle se comporte comme une roche dure sur Terre !

Juste après l'explosion, la croûte tend à se « réajuster ». Sur la Lune, pour un cratère de moins de dix kilomètres de diamètre, le réajustement est minime et le cratère conserve approximativement la forme d'un bol. Il n'en est pas de même des grands cratères, ils ne peuvent pas conserver leur forme originale une fois l'explosion passée. Des pans entiers des parois du cratère s'effondrent et une série de terrasses se forment sur les parois. Les cratères les plus grands ont en général des fonds plats remplis de laves qui se sont répandues au fond après l'explosion.

La formation d'un cratère d'impact correspond à une explosion violente et à l'éjection de fragments de roches mélangés à du gaz et à des gouttes liquides engendrées par la chaleur de l'explosion. Une partie du matériau soulevé par l'explosion retombe autour du cratère formant une couche d'éjection d'un diamètre environ double de celui du cratère. Ce phénomène rappelle ce qui se produit sur Terre lors de certaines explosions volcaniques quand du matériau incandescent est projeté tout autour du volcan.

De Pompéi au Mont Saint Hélène, de nombreux humains en ont hélas fait l'expérience ! Sur Mars, la surface contient de la glace d'eau comme le « permafrost » des terres canadiennes ou sibériennes et les cratères d'impact sont entourés d'une couche d'éjection caractéristique et bien différente du cas lunaire. Si on pouvait accompagner l'impact d'un montage sonore, on entendrait « boum » pour les impacts lunaires et « splash » pour les impacts martiens !

De gros fragments projetés en l'air par l'explosion retombent sur la surface comme une pluie de projectiles formant des cratères secondaires à plusieurs dizaines de kilomètres à la ronde. Dans le cas d'un astéroïde, les cratères secondaires peuvent être distribués sur toute la surface du corps tandis que plusieurs fragments s'évalent de l'astéroïde en raison de la faible gravité de ces corps. Dans le cas de la Terre, la formation d'un cratère d'impact de plusieurs kilomètres de diamètre est accompagnée de cratères secondaires à plus de cent kilomètres ! Un bolide tombant sur Paris peut non seulement détruire la ville, mais aussi provoquer la formation de cratères secondaires à Reims, Rouen ou Orléans !

Un troisième type d'éjection secondaire est quelquefois observé. Des flots de matériau peuvent être projetés à grande vitesse à des centaines ou même des milliers de kilomètres au dessus de la surface, semblables, toutes proportions gardées, aux projections d'eau d'un caillou jeté violemment dans l'eau. Quand ces flots de matériau retombent sur le sol, ils provoquent non seulement la formation de cratères secondaires, mais ils cassent la surface, produisant de longs alignements en forme de rayons autour du cratère.

Chaque collision recouvre donc le sol d'une fine couche de poussières autour du cratère. De même que celle de Mercure par exemple, la surface lunaire est tout entière recouverte de couches d'éjection qui se recouvrent les unes les autres au rythme des collisions. Par exemple, le sondage de trois mètres du sol lunaire par la mission Apollo 17 a révélé 42 couches distinctes correspondant chacune à un impact. Cette couche de poussières est appelée le régolithe. La profondeur du régolithe dépend évidemment de l'âge de la surface. Sur les « mers » lunaires, la profondeur typique est de dix mètres tandis que, sur les terrains les plus vieux, le régolithe peut atteindre plusieurs centaines de mètres de profondeur. Le régolithe lunaire croît à raison de deux millimètres par million d'années, soit deux mètres par milliard d'années. Cette évolution peut paraître très lente par rapport aux processus de dépôt et d'érosion sur Terre. Le mouvement des poussières à la surface de la Lune ressemble à celui de la terre d'un jardin régulièrement bêchée par le jardinier, chaque impact correspondant à un coup de pelle. Mais ce jardin n'a pas de fleurs !



FIGURE 3.26. LE RÉGOLITH LUNAIRE. Les traces de pas laissées par les astronautes des missions Apollo donnent une idée de la « consistance » du sol lunaire. La gravité est ici six fois moindre que sur Terre et il n'y a pas de molécules d'air entre les poussières du régolithe lunaire.

(Cliché © NASA)

Dans les années 50, plusieurs astronomes avaient prétendu qu'on ne pourrait jamais marcher sur la Lune parce qu'on s'enfoncerait dans l'épaisse couche de poussière accumulée par les collisions successives. Ils avaient bien compris l'existence du régolithe lunaire, mais ils n'avaient pas réalisé sa nature (fig. 3.26). L'absence d'atmosphère en fait une poussière bien différente des couches de poussières sur Terre : il n'y a pas de molécules d'air entre les grains de poussière. Par ailleurs, la gravité est six fois moins forte que sur Terre, rendant les astronautes plus « légers ». Les hommes qui ont marché sur la Lune ont trouvé un sol relativement ferme, leurs empreintes étaient bien nettes et leurs bottes ne s'enfonçaient que de quelques centimètres dans un sol « craquant » ressemblant (le bruit en moins) à la consistance de la neige glacée crissant sous les pieds ou à celle d'une boue peu humide bien qu'il n'y ait pas d'eau sur la Lune. Chaque pas soulevait un nuage de poussière sèche qui ne tardait pas à recouvrir leur combinaison et à s'infiltrer partout.

La Lune et Mercure qui ne possèdent pas d'atmosphère, reçoivent à leur surface des particules qui n'atteignent jamais la surface de la Terre ou celle de Vénus qui sont, elles, protégées par leurs atmosphères respectives. Le sol lunaire contient de nombreuses petites sphérules de verre de moins d'un millimètre de dimension qui sont formées lors de l'impact de micrométéorites sur le sol : le verre est fabriqué grâce à l'énergie de l'impact qui fait fondre des silicates qui se refroidissent rapidement sans former de

cristaux. Sur la Terre, l'atmosphère arrête les micrométéorites avant la surface et on ne trouve pas de petites sphérules semblables sauf en quelques endroits autour de cratères d'impact. Ce verre lunaire est très sombre et ces petites sphérules de verre contribuent largement à la couleur sombre de la Lune.

Une autre catégorie de corps atteint la surface lunaire et pénètre dans les roches et les grains de poussière : il s'agit des rayons cosmiques. Ce sont des particules de haute énergie (noyaux d'atomes, protons...) qui proviennent du Soleil et de la Galaxie. L'étude en laboratoire des traces de rayons cosmiques dans les grains lunaires a donné naissance à une nouvelle sorte d'astronomie. La surface de la Lune a ainsi servi de détecteur de l'activité passée du Soleil et de la Galaxie. On peut ainsi affirmer que l'activité solaire a peu changé depuis 100 000 ans et que le flux de rayons cosmiques en provenance de la Galaxie est resté constant au cours du dernier milliard d'années. Par contre la composition isotopique du vent solaire semble, au moins pour l'azote, avoir notablement changé depuis deux milliards d'années. Ces échantillons lunaires nous racontent non seulement l'histoire passée de la Lune et de l'environnement terrestre, ils servent aussi de chronomètres cosmiques pour le Soleil et la Galaxie !

L'histoire géologique de la Terre n'a été étudiée qu'à partir du début du XIX^e siècle en mettant en évidence le fait que différents groupes de fossiles d'espèces aujourd'hui disparues se trouvaient dans un ordre donné dans des couches de plus en plus profondes de roches stratifiées. En comparant les roches contenant des fossiles sur toute la surface de la Terre, les géologues ont pu mettre en évidence une séquence cohérente de la formation des roches, des processus d'érosion et de l'évolution des espèces sur Terre. Grâce à la radioactivité naturelle des roches découverte au début du XX^e siècle, ils ont pu estimer l'âge de chaque séquence. Nous ne disposons ni de séquences de fossiles ni d'échantillons de roches de Mercure ou de Mars pour étudier l'histoire géologique de ces planètes, mais les cratères d'impact nous permettent de reconstituer l'histoire de ces corps.

De la même manière que le décompte des traces de pas sur un trottoir enneigé permet de savoir si de nombreux promeneurs sont passés depuis la dernière chute de neige, le décompte des cratères d'impact permet de savoir si la surface est jeune (elle a été récemment, remodelée et on trouve relativement peu de cratères) ou ancienne (les cratères sont nombreux) (fig. 3.27, p. 131). En supposant qu'après le bombardement intense du début de l'histoire du système solaire, le taux de cratérisation est à peu près constant depuis et en comparant les surfaces des planètes et des satellites, les planétologues ont pu retracer l'histoire



FIGURE 3.27. LES CRATÈRES D'IMPACT, CHRONOMÈTRES PLANÉTAIRES. Les cratères d'impact, observés sur les pentes des volcans martiens, permettent d'avoir une bonne idée de l'âge de ces volcans. Sur les pentes du jeune volcan bouclier Arsia Mons (à gauche), il y a très peu de cratères d'impact tandis que les flancs d'un volcan plus vieux comme Uranus Patera (à droite) montrent plusieurs cratères superposés.

(Cliché © NASA/USGS)

collisionnelle du système solaire et mesurer l'âge relatif des surfaces planétaires comme l'avaient fait les géologues du XIX^e siècle pour la Terre. En étudiant en laboratoire l'âge des roches lunaires rapportées par les astronautes des sondes Apollo ou les robots des missions soviétiques, les planétologues ont pu donner un âge « absolu » aux surfaces planétaires comme l'avaient fait les géologues du XX^e siècle pour la Terre. L'étude détaillée de cette cratérisation est en fait beaucoup plus compliquée que cette brève description pourrait le faire croire. La taille et la profondeur des cratères dépend de nombreux facteurs tels que la nature des corps, la vitesse d'arrivée du bolide, l'état de la surface... La cratérisation s'accompagne de la formation d'une épaisse couche de poussières qui recouvre les plus petits cratères. En cette fin de XX^e siècle, nous avons une première idée de la chronologie et de l'âge des événements majeurs de l'histoire du système solaire. Il faudra des siècles et de nombreuses missions spatiales pour reconstituer l'histoire détaillée de chaque planète et satellite.

Les cratères de Mercure présentent beaucoup de points communs avec ceux de la Lune. Les différences sont dues à la gravité plus forte de Mercure et donc à la vitesse d'arrivée plus grande des bolides sur le sol de Mercure. Comme ceux de la Lune, les cratères les plus anciens de Mercure ont été détruits depuis la période de bombardement intense. On ne sait toujours pas si ces cratères ont été recouverts par les laves d'un volcanisme ancien comme sur la Lune ou bien si un autre processus est intervenu.

L'atmosphère de Vénus, comme celle de la Terre, est un excellent bouclier vis-à-vis des bolides les plus petits. Ce bouclier, cent fois plus dense que sur Terre, est encore plus efficace. On ne trouve pas à la surface de Vénus de cratères d'impact de moins de deux kilomètres de diamètre (fig. 3.28, p. 132). Les projectiles qui auraient pu les produire ont été vaporisés lors de la traversée de l'atmosphère vénusienne. 900 cratères d'impact, distribués à peu près uniformément ont été recensés à la surface de Vénus. Le plus gros d'entre eux, le cratère Mead, a un diamètre de 275 kilomètres. Il possède un fond très plat couvert de matériau qui a fondu lors de l'impact ou bien de laves volcaniques. Autour du cratère Adivar, des éjections se retrouvent à plus de 500 kilomètres! L'étude détaillée du nombre de cratères en fonction de leur âge sur Vénus montre que l'atmosphère dense de Vénus est là depuis au moins plusieurs centaines de millions d'années, âge comparable à celui de l'âge moyen des continents terrestres.

Mars, corps intermédiaire entre les astres morts que sont Mercure et la Lune et les planètes vivantes que sont Vénus et la Terre, possède des milliers de cratères d'impact qui ressemblent à ceux des astres sans atmosphère avec les parois en forme de terrasses, les fonds plats et les pics centraux (fig. 3.29, 3.30, p. 132). Par contre, les couches d'éjection autour des cratères sont bien différentes et révèlent la présence d'eau gelée dans les roches martiennes. La majorité des cratères d'impact est située dans l'hémisphère sud de Mars tandis que les volcans martiens sont pour l'essentiel au nord. L'atmosphère de Mars, même ténue, est responsable de phénomènes d'érosion des cratères. On ne connaîtra pas l'âge de la surface de Mars tant qu'on n'aura pas rapporté des échantillons du sol pour les analyser dans les laboratoires terrestres. Pour l'instant, on se contente d'estimer l'âge relatif des différentes régions de Mars. En supposant que le taux de bombardement de Mars est environ deux fois supérieur à celui de la Lune en raison de la proximité de la ceinture des astéroïdes, on peut en déduire que le sol martien le plus ancien a été formé il y environ 4 milliards d'années.

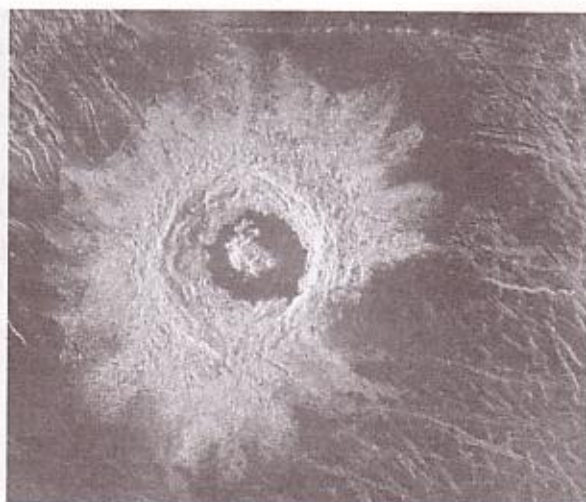


FIGURE 3.28. CRATÈRE D'IMPACT SUR VÉNUS. L'atmosphère épaisse de Vénus détruit les bolides de « petite taille ». Seuls les plus gros survivent à la traversée de cette atmosphère dense et heurtent le sol pour former des cratères. Vénus ne possède donc que de grands cratères d'impact. L'image radar de la région Lavinia Planitia montre un cratère de grande taille dont le diamètre est de l'ordre de 50 kilomètres.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)



FIGURE 3.29. CRATÈRE ARANDA SUR MARS. Ce cratère de 28 kilomètres de diamètre montre des éjectas qui semblent avoir coulé, un peu comme une coulée de boue, sur le terrain primitif et non pas avoir été projetés. Cette collision a plutôt fait « splash » que « boum » !

(Cliché © NASA/USGS)



FIGURE 3.30. LE BASSIN D'IMPACT D'ARGYRE SUR MARS. Ce bassin de 740 kilomètres de diamètre est entouré de montagnes. La surface adjacente est très cratérisée comme une grande partie de l'hémisphère sud de Mars. Le grand cratère, au fond à gauche, est le cratère Galle de 210 kilomètres de diamètre.

(Cliché © NASA)

Du sol d'Io, qui ne possède aucun cratère d'impact, au sol de Callisto totalement saturé en passant par Encelade et Japet, les satellites des planètes extérieures présentent une variété considérable de surfaces cratérisées (fig. 1.62, p. 71 et 3.31 p. 133). Le décompte soigné des cratères permet de reconstituer les grandes lignes de l'histoire de ces satellites en attendant de rapporter sur Terre des échantillons pour analyse.

Deux astéroïdes, Gaspia et Ida, ont été survolés par la sonde Galileo en route vers Jupiter respectivement en 1992 et en 1993. Là aussi, l'étude détaillée des cratères de ces corps permet de comprendre leur histoire (fig. 3.32, p. 133). Le satellite martien Phobos (fig. 1.57, p. 69) montre lui aussi des cratères d'impact dont l'imposant Stickney qui a engendré des fractures et des stries enjambant d'autres cratères.

Quand le bolide d'impact est relativement petit par rapport à la cible, il est détruit et absorbé par sa cible. Le « gros a mangé le petit ». Quand le météore et la cible ont des tailles et des masses semblables (deux astéroïdes, deux planétoïdes dans le système solaire primitif, un corps de la taille de la Lune qui heurterait la Terre...), l'énergie de la collision est suffisante pour casser les corps qui ont eu le malheur de se rencontrer si violemment, il y a fragmentation et explosion des corps ! La victime n'a plus de cicatrices superficielles, mais elle est brisée en morceaux ! La physique de telles collisions catastrophiques est évidemment mal comprise faute d'expérimentations en grandeur nature (heureusement !). On doit se contenter d'extrapoler quelques expériences terrestres ou de faire quelques calculs théoriques approchés.

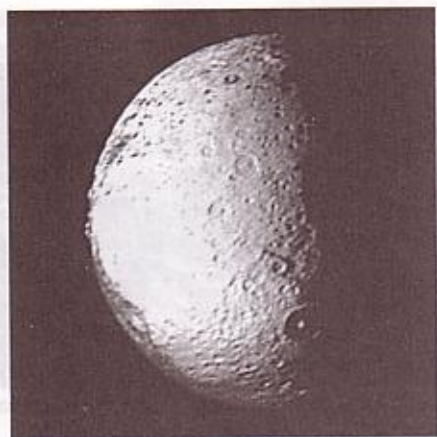


FIGURE 3.31. CRATÈRES SUR JAPET. On distingue sur cette image de ce satellite de Saturne photographié par la sonde Voyager un très grand nombre de cratères d'impact de toutes tailles.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)



FIGURE 3.32. CRATÈRES SUR GASPRA. L'astéroïde Gaspra présente de nombreux cratères.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

De telles collisions ont joué un rôle essentiel au début de l'histoire du système solaire lors de la formation des planètes. Les collisions « douces » provoquant la fusion des corps et les collisions violentes provoquant leur cassure se sont succédé pour donner naissance aux objets que nous connaissons. Comme nous l'avons vu plus haut, certains pensent que notre compagne fidèle, la Lune, est le résultat d'une collision catastrophique entre la Terre primitive et un corps de la taille de Mars. Ces collisions catastrophiques continuent de nos jours : malgré tout l'espace disponible, les dizaines de milliers d'astéroïdes qui tournent autour du Soleil sont victimes de collisions violentes. Quand un gros astéroïde est heurté par un petit corps, il « l'avale », beaucoup de matériau est renvoyé dans l'espace et un cratère se forme à l'endroit de l'impact. Quand deux astéroïdes de mêmes taille et masse entrent violemment en collision, ils sont tous deux détruits. Une énorme quantité de poussières est éjectée et plusieurs fragments de toutes tailles sont formés par l'explosion au moment de la collision : chacun devient un nouvel astéroïde !

Les astronomes de la fin du xx^e siècle ont eu la chance de pouvoir observer en direct la collision d'une comète, Shoemaker-Levy 9, avec Jupiter. L'étude d'un tel phénomène, rare à l'échelle humaine, a mobilisé près d'un millier de scientifiques et nous a apporté beaucoup d'informations sur la comète, la planète Jupiter et les collisions. La comète, fragmentée en des dizaines de morceaux après avoir frôlé Jupiter en 1992, a bombardé la planète en juillet 1994

pendant plus d'une semaine. Tous les moyens disponibles ont été mobilisés et les résultats n'ont pas été décevants : l'atmosphère de Jupiter a montré des variations spectaculaires et des dizaines de tourbillons plus gros que la Terre sont apparus. La Terre peut aussi être « visitée » de très près par des comètes : un bolide a explosé avant d'atteindre le sol à environ 5 à 10 kilomètres d'altitude le matin du 30 juin 1908 en Sibérie (Tugunsk). L'énergie dégagée par l'explosion était du même ordre de grandeur que celle produite par l'explosion d'une bombe nucléaire de 15 mégatonnes. L'onde produite par l'explosion a provoqué la chute des arbres sur plus de 2 000 kilomètres carrés. Le bolide devait avoir une taille de l'ordre de 60 mètres. Les astronomes pensent qu'il s'agissait d'un morceau de comète.

La surface de la Terre, qui est sans cesse remodelée par l'érosion et l'activité géologique, ne présente que 139 gros cratères d'impact très érodés (fig. 3.33, p. 134) (on en découvre encore 5 ou 6 nouveaux par an) alors que les surfaces de Mercure, de la Lune, de Callisto ou de Mimas en sont parsemées de dizaines de milliers de toutes tailles. Sur Terre, un cratère d'un kilomètre de diamètre est créé par un bolide de quelques dizaines de mètres. Un éventuel témoin visuel peut directement observer les événements qui se produisent autour de lui dans un rayon d'une centaine de kilomètres, mais même pendant la période initiale de bombardement intense, un témoin à la surface de la Lune ou de la Terre n'aurait assisté à la formation d'un cratère d'impact d'un kilomètre de diamètre qu'une fois tous les

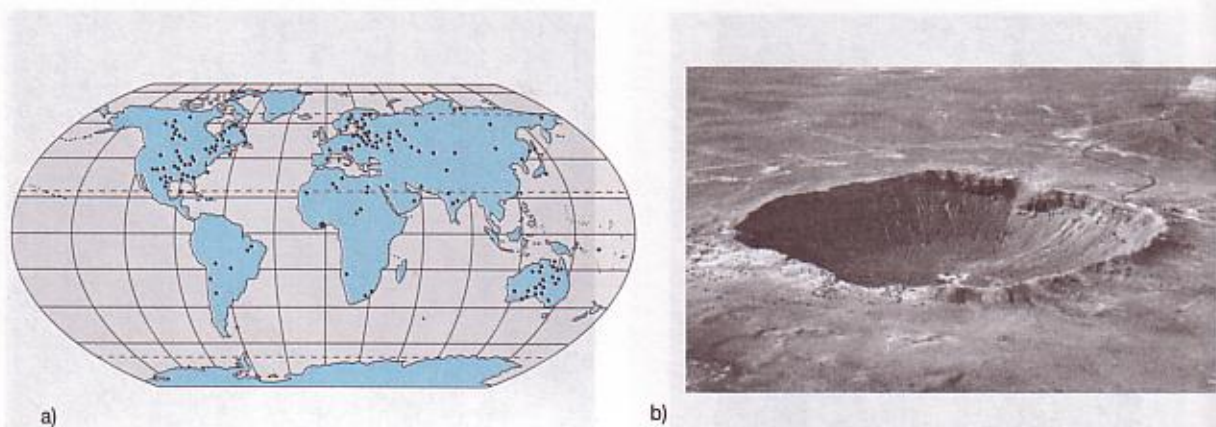


FIGURE 3.33. CRATÈRES D'IMPACT SUR LA TERRE. (a) Carte de la répartition des cratères sur Terre. (b) Le « Meteor Crater » en Arizona près de Flagstaff, l'un des plus jeunes cratères d'impact terrestre, a 1,2 kilomètre de diamètre et 200 mètres de profondeur. Il résulte de la chute d'un corps de 40 à 50 mètres il y a environ 50000 ans.

2 500 ans ! Des événements qui semblent catastrophiques à l'échelle astronomique sont des événements rares à l'échelle de l'histoire humaine.

Certains pensent que la disparition des dinosaures et de nombreuses autres espèces, il y a 65 millions d'années, est due à la collision de la Terre avec un astéroïde. D'autres pensent qu'un volcanisme intense a provoqué à ce moment là cette catastrophe. D'autres encore imaginent que les dinosaures, soumis comme toutes les espèces aux lois de l'évolution, ont disparu « naturellement » de la surface de la Terre. Pour l'instant, la théorie de l'astéroïde semble rassembler une majorité de scientifiques. S'ils ont raison, cette collision fortuite aura permis aux ancêtres de l'homme de se développer sans frein et à l'Homme de conquérir la Terre !

Il est certain que la collision de la Terre avec un corps de quelques centaines de mètres à un kilomètre de diamètre ne produirait qu'une catastrophe *locale* (avec des dizaines de millions de morts si l'impact a lieu sur une zone habitée). Par contre, l'impact d'un bolide de plus de cinq kilomètres de diamètre provoquerait l'apparition d'une énorme quantité de poussières et de débris de l'explosion dans l'atmosphère. En plus des effets immédiats tels que souffle, onde de choc, raz de marée... cette collision modifierait la transparence de l'atmosphère et conduirait à un changement important du climat. Un tel événement aurait, la radioactivité en moins, les mêmes conséquences qu'une guerre nucléaire totale (apparition de poussières en suspension dans l'atmosphère et changement du climat) et pourrait mettre en péril la civilisation humaine. Une telle collision a lieu tous les 20 à 30 millions d'années en moyenne. Il est

tout à fait possible que des collisions majeures aient régulièrement bouleversé l'évolution des formes de vie sur Terre. Même si la probabilité d'une telle collision est faible, il n'est pas inutile de recenser tous les corps qui « menacent » la Terre. Certains prônent le développement d'un programme ambitieux de détection de ces corps. D'autres suggèrent même de dévier la trajectoire des plus menaçants en faisant exploser, loin de la Terre, des bombes en leur voisinage ! Nous sommes là en pleine science-fiction, d'autres que nous verront cela au cours des siècles prochains !

5. La formation et l'évolution des atmosphères

Les corps du système solaire se distinguent les uns des autres par la présence ou non d'une atmosphère. Toutes les planètes, sauf Mercure, et deux satellites, Titan et Triton, en possèdent une. La Lune ne possède pas d'atmosphère, mais Triton, satellite de Neptune, qui a la même taille, en a une. Ganymède, satellite de Jupiter, n'a pas d'atmosphère tandis que Titan, satellite de Saturne, qui est légèrement plus petit, possède une atmosphère plus dense que celle de la Terre.

Le développement de la vie sur Terre est étroitement lié à l'évolution de l'atmosphère. Il est donc essentiel de bien comprendre les principaux facteurs physiques qui déterminent l'état d'une atmosphère aussi bien pour connaître nos origines que pour prévoir notre futur.

Notre vie de tous les jours nous montre que l'atmosphère est un milieu qui est le siège de changements perpétuels. La météorologie est devenue une activité qui nous concerne tous qu'il s'agisse de nos loisirs avec le temps du prochain week-end ou de notre survie avec l'agriculture, la circulation aérienne et maritime ou encore la prédiction des inondations, des cyclones et de la prochaine sécheresse. L'étude de l'évolution à long terme, c'est-à-dire de la climatologie est devenue d'une importance capitale pour notre futur. En effet, on sait maintenant que l'apparition et l'évolution de la vie ont été étroitement liées à celle de l'atmosphère. Il est donc essentiel de comprendre quels sont les facteurs qui sont susceptibles de modifier à long terme notre atmosphère. L'étude comparée des atmosphères des autres planètes est un excellent moyen de mettre en évidence le rôle de différents paramètres physiques.

Nous prenons actuellement conscience que l'atmosphère est un milieu fragile. En quelques heures, le temps de lire ce livre, les tuyaux d'échappement des voitures et les cheminées des usines auront rejeté 10 millions de tonnes de gaz carbonique dans l'atmosphère. Dans le même temps, 4 000 hectares de forêts auront disparu et 40 000 personnes seront nées. Même si ces chiffres ne représentent qu'un faible pourcentage par rapport aux valeurs de « stock », on peut se demander si les rejets de gaz carbonique et d'autres gaz ne vont pas provoquer, par effet de serre, un réchauffement de la Terre, si la destruction des forêts ne va pas affecter le climat tropical, si l'eau potable ne va pas devenir rare et si la Terre suffira à nourrir toute la population.

5.1 L'ORIGINE DES ATMOSPHÈRES

On appelle atmosphère l'enveloppe gazeuse qui entoure de nombreux corps célestes. L'atmosphère des planètes telluriques est facile à définir : c'est la masse de gaz qui est située au dessus de la surface de la planète. Les planètes géantes n'ont pas de surface solide. Elles sont pour l'essentiel constituées d'hydrogène à l'état liquide immédiatement au dessus du noyau et gazeux dans les parties extérieures (fig. 3.8). On peut alors prendre la même définition que pour le Soleil ou pour une étoile qui n'ont pas, eux non plus, de surface solide pour distinguer l'atmosphère de l'intérieur du corps : l'atmosphère est la zone au sein de laquelle les photons « volent » tandis qu'ils se contentent de « marcher » à l'intérieur. En d'autres termes, les interactions matière-rayonnement sont très nombreuses à l'intérieur d'une étoile ou d'une planète géante et beaucoup plus rares au sein d'une atmosphère. Un photon met plus d'un million d'années, après avoir subi de très nombreuses interactions, pour aller du centre vers l'extérieur du Soleil et parvient, en huit minutes, de l'atmosphère solaire

à la Terre. Pour une planète, la transparence d'une atmosphère dépend fortement de la longueur d'onde de la lumière.

Une planète peut acquérir une atmosphère essentiellement de deux manières : elle peut l'avoir dès sa formation, par exemple si la planète s'est formée par accumulation de petits corps en présence de gaz, l'atmosphère est alors dite primordiale ou capturée. Elle peut aussi l'acquérir par dégazage provenant de l'intérieur de la planète, elle est alors considérée comme secondaire. Les atmosphères des planètes géantes sont considérées comme primordiales, elles ont été formées dès le début par capture des gaz de la nébuleuse primitive. Un dégazage en provenance de l'intérieur a complété la formation de ces atmosphères. Par contre, les planètes terrestres plus petites ainsi que les satellites ont produit les gaz que l'on trouve dans leur voisinage entièrement par dégazage, leurs atmosphères sont secondaires. De plus la composition de l'atmosphère ainsi que les conditions physiques ont varié depuis la formation de la planète comme dans le cas de la Terre ou de Mars.

GAZ	OBSERVATIONS À PARTIR DES ÉRUPTIONS DES VOLCANS HAWAÏENS	OBSERVATIONS À PARTIR DES GEYSERS ET DES FUMÉES CONTINENTALES	PREDICTIONS THÉORIQUES
H ₂ O	57,8	99,4	92,8
CO ₂	23,5	0,33	5,1
Cl ₂	0,1	0,12	1,7
N ₂	5,7	0,05	0,24
S ₂	12,6	0,01	0,13
Autres	< 1	< 1	< 1
Total	100	100	100

TABLEAU 3.1. GAZ APPORTÉS À L'ATMOSPHÈRE DE LA TERRE PAR LE DÉGAZAGE VOLCANIQUE. La composition est donnée ici en pourcentage par rapport à la masse.

Il ne suffit pas que le gaz soit initialement présent pour qu'une planète ou un satellite possède une atmosphère. Un corps céleste ne peut retenir une atmosphère que si les molécules qui la composent se déplacent moins vite que la vitesse d'évasion. Pour cela, il faut que le corps soit suffisamment gros et suffisamment froid. Plus un corps est proche du Soleil, plus il est chauffé, plus les molécules de son atmosphère sont agitées. Plus la masse d'une planète est grande, plus la vitesse d'évasion est élevée. Une planète retiendra donc d'autant plus facilement une atmosphère qu'elle est massive et froide, conditions qui sont aisément réalisées dans le système solaire externe. Pour une

température donnée, les éléments légers ont une vitesse d'agitation plus grande et pourront donc s'échapper plus facilement. La Lune comme Mercure sont trop petites et trop chaudes pour retenir une atmosphère. Une Lune deux fois plus massive placée au même endroit pourrait avoir une atmosphère de même qu'une Lune identique mais située au delà de Jupiter.

À la surface d'une planète, la vitesse d'évasion v_e (voir p. 52) est égale à :

$$v_e = \sqrt{2GM/R} \quad (3.1)$$

où M et R sont respectivement la masse et le rayon de la planète et G la constante de la gravitation. La statistique de Maxwell-Boltzmann donne, pour un gaz à température T , une vitesse moyenne v_m et une vitesse la plus probable v_p des molécules définies par

$$\frac{1}{2} m v_m^2 = \frac{3}{2} kT \quad \text{et} \quad \frac{1}{2} m v_p^2 = kT$$

Soit

$$v_m = \sqrt{\frac{3kT}{m}} \quad \text{et} \quad v_p = \sqrt{\frac{2kT}{m}} \quad (3.2)$$

m étant la masse moléculaire moyenne.

$m = A m_p$ où m_p est la masse du proton et A est le « poids » moléculaire.

En égalant les équations (3.1) et (3.2) on obtient aisément la valeur de A à partir de laquelle la vitesse la plus probable (ou la vitesse moyenne si on se contente de l'ordre de grandeur) est inférieure à la vitesse d'évasion.

Soit

$$A = \frac{kTR}{GMm_p} \quad (3.3)$$

Pour la Terre, à 300 K, cela donne $A = 0,05$ (voir également p. 52).

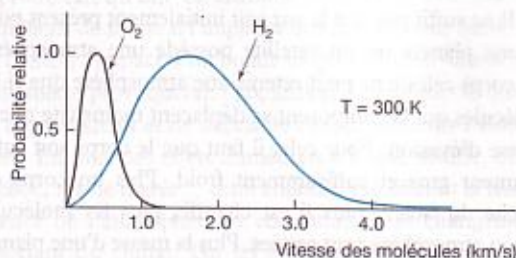


FIGURE 3.34. LA DISTRIBUTION DE MAXWELL-BOLTZMANN DES VITESSES DES MOLÉCULES D'HYDROGÈNE ET D'OXYGÈNE DANS UNE ATMOSPHÈRE À 300 K. L'axe des ordonnées représente la probabilité de trouver une molécule à une vitesse donnée.

Aucun type de molécule n'a une vitesse probable suffisante pour s'échapper. Mais la vitesse des molécules suit la statistique de Maxwell-Boltzmann et est donc répartie autour de la valeur la plus probable. On voit sur la figure 3.34 qu'il y a une plus grande quantité de molécules d'hydrogène susceptible de s'échapper que de molécules d'oxygène, en raison de leur masse plus légère.

On pourrait naïvement penser que les molécules ayant une vitesse supérieure à la vitesse d'évasion s'échappent tandis que les autres sont piégées. En fait, les molécules restantes subissent des collisions les unes avec les autres et une nouvelle distribution de Maxwell-Boltzmann va être établie. Étant donné que les molécules qui s'échappent emportent avec elles plus que l'énergie moyenne par molécule, la nouvelle distribution sera à une température plus basse. En d'autres termes, le gaz sera refroidi par l'évasion des molécules les plus rapides de la même manière qu'un liquide est refroidi par l'évaporation des molécules les plus rapides. Mais, s'il y a une source d'énergie, telle que le chauffage par la lumière solaire ou par le sol, l'équilibre antérieur peut être ré-établi et la même fraction de molécules restantes se déplacera plus vite que la vitesse d'évasion. C'est ainsi qu'une atmosphère s'évade.

L'évasion a lieu seulement à partir des couches supérieures de l'atmosphère. Une molécule située dans la basse atmosphère qui dépasserait la vitesse d'évasion entrerait en collision avec d'autres molécules, perdant ainsi de l'énergie avant même de pouvoir s'échapper. La partie de l'atmosphère à partir de laquelle les molécules peuvent s'échapper s'appelle l'exosphère. Son épaisseur est du même ordre de grandeur que la distance moyenne entre deux collisions entre les molécules du gaz à haute altitude.

5.2 LE RÔLE DE L'ALTITUDE

L'atmosphère de la Terre est le siège d'une multitude de phénomènes et, malgré l'utilisation des plus puissants calculateurs, on ne sait pas encore faire l'étude simultanée de tous les phénomènes physico-chimiques. Dans la foulée des acquis récents, la météorologie et la climatologie devraient encore connaître d'importants développements et de nombreuses avancées au cours des siècles prochains car beaucoup reste à faire !

En faisant quelques hypothèses simplificatrices, on peut toutefois décrire simplement l'atmosphère d'une planète. Supposons que l'atmosphère soit un gaz parfait, on a alors une relation simple entre la température T , la pression P et la densité ρ :

$$P = (\rho/m) kT \quad (3.4)$$

où m est la masse moyenne par molécule et k la constante de Boltzmann.

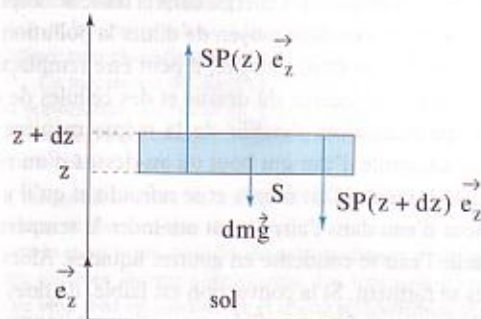
L'atmosphère terrestre étant composée essentiellement de molécules d'azote N_2 de poids moléculaire 28 et d'oxygène O_2 de poids moléculaire 32, m est de l'ordre de $29 m_p$. Pour une température de surface de 300 K, la masse volumique est de $1,17 \text{ kg.m}^{-3}$.

Le poids de chaque couche de l'atmosphère est supporté par la différence de pression entre le bas et le haut de la couche. En première approximation, les mouvements turbulents sont négligeables, le milieu est en équilibre hydrostatique. Par ailleurs, l'atmosphère est si mince par rapport à la planète qu'on peut considérer avec une excellente approximation qu'elle est formée de couches planes parallèles.

On obtient la condition d'équilibre hydrostatique de la même façon que pour l'étoile (fig. 1.29, p. 35). La surpression équilibre le poids de la couche d'air, soit

$$SP(z) \vec{e}_z - SP(z+dz) \vec{e}_z + dm \vec{g} = \vec{0} \quad (3.5)$$

soit $SdP = dm g$. Cette égalité, intégrée du sol ($P = P_0$) à l'extrémité de l'atmosphère ($P = 0$) donne $SP_0 =$ poids de la colonne totale d'atmosphère de section S .



(les forces de pression sont en fait réparties sur toute la surface horizontale de la couche).

Autrement dit, l'atmosphère terrestre exerce au sol une pression égale à son poids par unité de surface. La pression au niveau de la mer est égale, par définition, à 1 atmosphère ou 1 bar, équivalente à l'action d'une couche d'eau de 10 mètres de haut (ou à une couche de mercure de 76 cm d'épaisseur). Sur Titan, la force de gravité à la surface est dix fois inférieure à celle de notre planète, une pression d'un bar correspond donc à dix fois plus de gaz.

Avec les équations (3.4) et (3.5), nous avons un système de deux équations à trois inconnues p , ρ et T . Faisons donc une approximation pour aller plus loin : on observe que la température T ne varie pas beaucoup par rapport à la température au sol T_0 , spécialement dans la basse atmosphère. Supposons donc que la température est constante et éliminons p entre les deux équations :

$$dP/dz = -(mg/kT_0) P \quad (3.6)$$

$$dP/P = -(mg/kT_0) dz \quad (3.7)$$

Cette équation s'intègre facilement sachant que P_0 est la pression à la surface ($z = 0$) et P_n la pression à l'altitude h ($z = h$) :

$$\int_{P_0}^{P_n} (dP/P) = -(mg/kT_0) \int_0^h dz \quad (3.8)$$

soit :

$$\ln(P_n/P_0) = -(mg/kT_0) h \quad (3.9)$$

ou encore :

$$P_n/P_0 = \exp [-(mg/kT_0) h] \quad (3.10)$$

La quantité $H = kT_0/mg$ a la dimension d'une longueur, elle correspond à la distance au bout de laquelle la pression décroît d'un facteur $1/e$, on l'appelle l'échelle de hauteur.

En supposant donc que la température est constante et que l'atmosphère est en équilibre hydrostatique, on trouve que la pression P dépend de l'altitude h par une relation, appelée loi barométrique :

$$P = P_0 \exp (-h/H) \quad (3.11)$$

Pour une atmosphère de poids moléculaire 29, on trouve $H = 8,7 \text{ km}$ à une température de 300 K. Pour une atmosphère d'oxygène pur O_2 , ou d'hydrogène pur H_2 , les poids moléculaires sont respectivement de 32 et de 2 et les échelles de hauteur correspondantes de 7,9 km et de 125 km respectivement à une température de 300 K.

La vapeur d'eau est un constituant important de l'atmosphère terrestre, mais l'équation (3.11) ne rend pas compte de sa distribution car la température est proche de la température de condensation de l'eau et la vapeur d'eau peut être pratiquement absente en altitude là où l'air est plus froid.

La pression décroît rapidement avec l'altitude (fig. 3.35, p. 138). Dans l'atmosphère terrestre, la pression est deux fois moindre à une altitude de 5,5 kilomètres. La quantité de vapeur d'eau décroît encore plus vite avec l'altitude : elle est deux fois moindre à une altitude de 2 kilomètres. Au sommet des montagnes, l'air est très sec ! C'est un avantage pour les observatoires de haute altitude. Par exemple, l'observatoire franco-canadien situé, dans l'île d'Hawaï, au sommet du Mauna Kea à 4 200 mètres d'altitude est situé au dessus d'un tiers de l'atmosphère terrestre et au dessus de 90 % de la vapeur d'eau. La vapeur d'eau absorbant le rayonnement infrarouge, de tels observatoires permettent

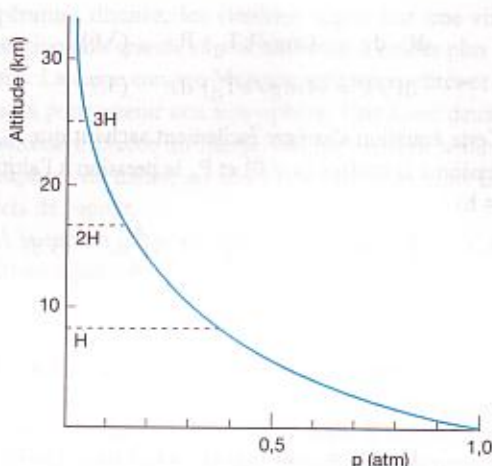


FIGURE 3.35. LA PRESSION EN FONCTION DE L'ALTITUDE DANS L'ATMOSPHÈRE TERRESTRE. L'échelle de hauteur est indiquée par H.

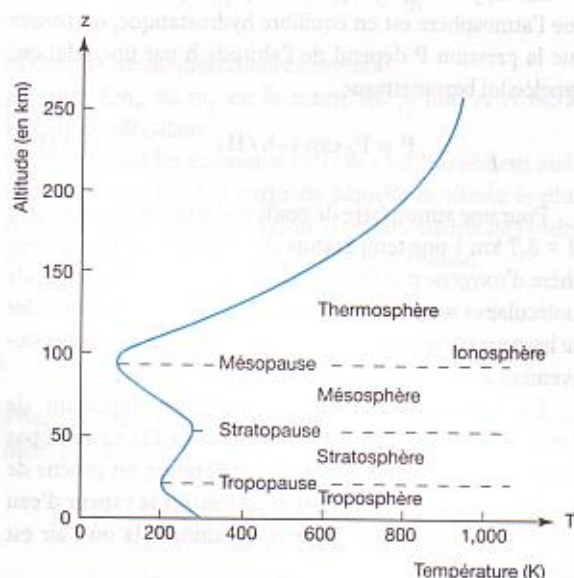


FIGURE 3.36. LA TEMPÉRATURE EN FONCTION DE L'ALTITUDE DANS L'ATMOSPHÈRE TERRESTRE. Selon la source dominante de production d'énergie, la température se comporte différemment d'une couche à l'autre. Dans la troposphère, l'air est chauffé par le sol et la température décroît avec l'altitude. La stratosphère est chauffée par la formation et la destruction de l'ozone par le rayonnement ultra-violet du Soleil. Dans la mésosphère, la production de l'ozone décroît et le gaz carbonique CO_2 joue un rôle important pour diminuer le refroidissement de l'air en absorbant le rayonnement infrarouge. Le rayonnement solaire provoque la photodissociation et la photoionisation des molécules d'oxygène dans la thermosphère.

d'observer une partie du rayonnement infrarouge en provenance des corps célestes. De plus, à haute altitude, l'air est beaucoup plus clair et stable qu'en plaine.

En réalité, la température est loin d'être constante dans l'atmosphère terrestre. Même si le Soleil est la source fondamentale d'énergie de l'atmosphère, il ne chauffe pas directement toutes les couches de l'atmosphère. La majorité de l'énergie du Soleil dans le domaine visible traverse directement l'atmosphère sans être absorbée et chauffe le sol. Le sol ainsi chauffé émet un rayonnement essentiellement dans l'infra-rouge. Ce rayonnement est la source d'énergie de la basse atmosphère. Ceci explique pourquoi la température décroît avec l'altitude dans la basse atmosphère. Globalement (voir bilan énergétique de l'atmosphère terrestre, p. 285) le Soleil est la source d'énergie qui commande les mouvements de l'air et de l'eau. 30 % de l'énergie solaire est renvoyé dans l'espace après réflexion sur les nuages, l'eau des océans, la neige, les surfaces glacées, les poussières et les déserts arides. Les 70 % restant représentent une énergie de 240 joules par mètre carré et par seconde. L'air chauffé juste au dessus du sol se dilate et monte. Des mouvements de convection apparaissent. Cette convection est un moyen de transport de l'énergie dans la basse atmosphère, elle est aussi un excellent moyen de diluer la pollution.

Quand de l'air chaud monte, il peut être remplacé par de l'air plus froid venant du dessus et des cellules de convection peuvent alors s'établir de la même manière que dans un casserole d'eau qui bout ou au-dessus d'un radiateur chaud. Quand l'air monte et se refroidit et qu'il y a de la vapeur d'eau dans l'air, il peut atteindre la température à laquelle l'eau se condense en gouttes liquides. Alors, des nuages se forment. Si la convection est faible, de fines couches de nuages se forment. Si la convection est importante, de gros cumulus peuvent apparaître. La convection peut être renforcée par le dégagement d'énergie apporté par la transformation de vapeur d'eau en eau liquide (cf. p. 250).

On distingue traditionnellement plusieurs couches dans l'atmosphère de la Terre selon la source d'énergie dominante. La température se comporte différemment d'une couche à l'autre (fig. 3.36) :

- La troposphère contient 90 % de la masse et est le siège des phénomènes météorologiques. Elle est chauffée par le rayonnement infrarouge du sol et la température décroît avec l'altitude. Cette couche s'étend jusqu'à 10 à 15 kilomètres d'altitude selon les régions. Le sol et la basse atmosphère sont chauffés par le Soleil. Le sol chaud émet alors un rayonnement infrarouge, l'air chaud monte, se refroidit et la température décroît avec l'altitude. L'air retombe alors vers la surface où il est à nouveau chauffé. La température décroît d'environ 6 degrés par kilomètre pour se stabiliser au sommet de la troposphère, appelé la tropopause, à -60°C .

- (b) La stratosphère est située juste au dessus, les mouvements y sont beaucoup plus doux, la température est pratiquement uniforme aux alentours de -60°C , il y a très peu de mélange vertical, l'eau est complètement gelée et l'air est très sec. À la limite entre la troposphère et la stratosphère, la tropopause est le siège de vents laminaires de grande vitesse. Ce sont les fameux « jet streams » dans lesquels volent les avions par exemple entre New York et Paris, ce qui réduit le temps de parcours de plus d'une heure par rapport au vol en sens inverse. À une altitude comprise entre 20 et 50 kilomètres, l'absorption des rayons ultra-violet solaires crée une couche d'ozone O_3 , sans laquelle la vie (plantes, hommes et animaux) subirait des dommages irréparables. La stratosphère est chauffée par l'action de ce rayonnement ultraviolet grâce auquel l'ozone est formée et détruite.
- (c) La mésosphère est la région située au dessus de la stratosphère au sein de laquelle la température décroît. Dans le cas de la Terre, la stratosphère est séparée par une partie pratiquement isotherme de la mésosphère, mais, les autres planètes ont des courbes de température légèrement différentes et la stratosphère et la mésosphère peuvent dans certains cas être confondues. La production d'ozone décroît avec l'altitude tandis que le dioxyde de carbone CO_2 joue un rôle de plus en plus important en absorbant le rayonnement infra-rouge, ce qui stoppe la décroissance de la température. On atteint alors la mésopause vers 90 kilomètres d'altitude.
- (d) La thermosphère est la zone située au dessus de la mésopause au delà de 90 kilomètres d'altitude. Elle est définie comme la région extérieure où la température croît à nouveau en raison de l'absorption de la lumière solaire. L'énergie du rayonnement solaire est utilisée pour photodissocier et photoioniser l'oxygène moléculaire O_2 . Ce mécanisme de chauffage conduit à une augmentation de la température qui atteint environ 1 000 K vers 250 kilomètres d'altitude (ce qui ne signifie pas qu'il fasse chaud car le milieu est très raréfié).
- (e) L'ionosphère, située au delà de 80 kilomètres d'altitude, est la région de l'atmosphère supérieure où beaucoup d'atomes sont ionisés et où le gaz contient des noyaux chargés positivement et des électrons chargés négativement. Les ions sont si nombreux que cette zone est conductrice et affecte profondément le passage des ondes radio sur Terre. C'est en 1901, avec la surprise des premières communications radio à travers l'Atlantique, que cette zone fut découverte. En réfléchissant les ondes radio de courte longueur d'onde, on peut communiquer entre deux endroits qui ne seraient pas joignables si les ondes se propageaient en ligne droite. Vénus et Mars possèdent aussi une ionosphère.
- (f) L'exosphère est l'endroit à partir duquel un atome peut s'échapper de la Terre sans en rencontrer un autre. C'est la limite physique de l'atmosphère.
- (g) La magnétosphère est une vaste région de l'espace entourant la Terre et au sein de laquelle l'atmosphère est un plasma. À l'intérieur de cette cavité, le champ magnétique terrestre domine et des particules chargées, provenant aussi bien du Soleil que de l'environnement terrestre, sont piégées. En direction du Soleil, une onde de choc se forme et une grande partie des particules chargées en provenance du Soleil heurte et déforme ce « bouclier » protecteur (fig. 3.37, 3.38 ci contre et 3.39, p. 140).

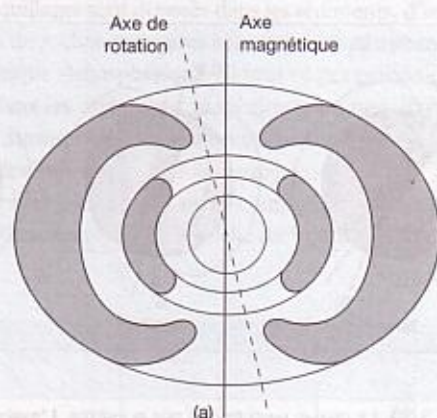


FIGURE 3.37. LES CEINTURES DE VAN ALLEN. Les particules chargées piégées par le champ magnétique terrestre forment deux couches en forme de beignets qui protègent la Terre du bombardement des particules de haute énergie en provenance du Soleil.

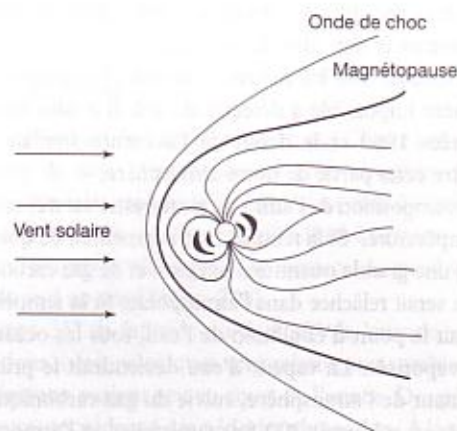


FIGURE 3.38. LA MAGNÉTOSPHÈRE DE LA TERRE. Les particules de haute énergie en provenance du Soleil heurtent le bouclier formé par l'onde de choc située dans la direction du Soleil et ont beaucoup de peine pour pénétrer à l'intérieur de la magnétosphère terrestre. (Voir également fig. 10.24, p. 369).

On retrouve les mêmes couches dans les atmosphères des autres planètes avec des limites physiques évidemment différentes.

L'altitude de 100 kilomètres, là où commencent l'ionosphère et la thermosphère et où la température croît à nouveau, correspond à une limite physique dans l'atmosphère terrestre. En deçà, les météores sont suffisamment chauffés pour qu'on les aperçoive du sol. C'est la limite inférieure en deçà de laquelle un satellite terrestre, freiné

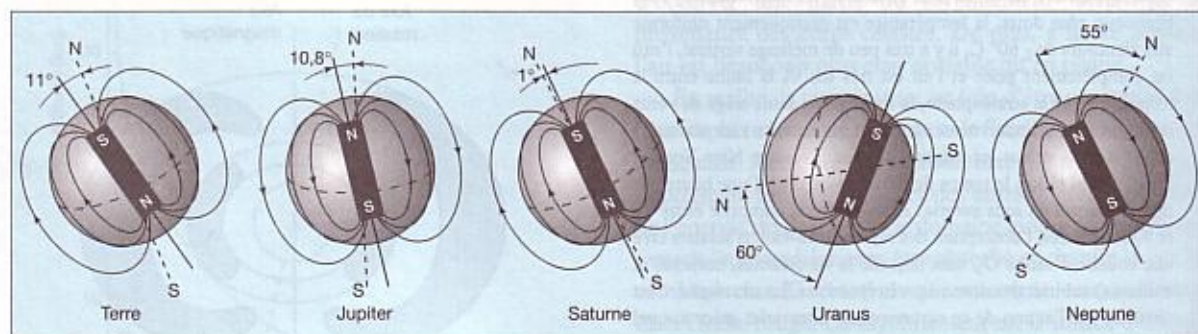


FIGURE 3.39. LE CHAMP MAGNÉTIQUE DES PLANÈTES. L'axe magnétique des planètes présente des directions variables par rapport à l'axe de rotation. Les deux sont parallèles dans le cas de Saturne, font un angle de l'ordre de 10° dans le cas de la Terre et de Jupiter et de plus de 50° pour Uranus et Neptune.

par les molécules de l'atmosphère, ne peut même pas effectuer une seule révolution autour de la Terre. C'est la limite à partir de laquelle le rayonnement ultra-violet solaire casse les molécules tellement rapidement qu'elles n'ont pas le temps de se recombiner. Au delà, l'atmosphère est composée d'atomes et non plus de molécules.

Au delà de 100 kilomètres d'altitude, l'atmosphère est quasiment impossible à détecter du sol. Il a fallu attendre les années 1960 et le début de l'aventure spatiale pour connaître cette partie de notre atmosphère.

La composition de l'atmosphère terrestre est très sensible à la température. Si la température augmentait de quelques degrés, une grande quantité d'oxygène et de gaz carbonique dissous serait relâchée dans l'atmosphère. Si la température atteignait le point d'ébullition de l'eau, tous les océans seraient vaporisés. La vapeur d'eau deviendrait le principal constituant de l'atmosphère, suivie du gaz carbonique. La pression au sol serait 300 fois supérieure et l'atmosphère serait massive (cas de Vénus). Si la température était au contraire plus froide de quelques degrés, il n'y aurait plus de liquide à la surface, les échanges chimiques ne seraient plus les mêmes, le climat serait évidemment profondément changé. C'est uniquement à l'intérieur d'un faible domaine de température que la Terre peut maintenir des océans liquides et une atmosphère d'azote.

5.3 L'EAU ET SES MULTIPLES INTERACTIONS

5.3.1 LE CYCLE DE L'EAU

L'air, la Terre et l'eau interagissent sans cesse, ce qui conduit à des changements des conditions météorologiques et, à une plus grande échelle de temps, à une évolution du climat. Le rayonnement solaire est la source d'énergie qui

commande les mouvements de l'atmosphère et de l'eau. La distribution de la lumière solaire sur la surface de la Terre varie aussi pour des raisons astronomiques provoquant une succession de périodes glaciaires et interglaciaires (fig. 1.39, p.47). Nous en reparlons ci-dessous.

Le cycle de l'eau, c'est à dire la formation des nuages après évaporation des eaux des océans, puis les pluies, la formation des lacs et des rivières et le retour de l'eau dans les océans, joue un rôle essentiel dans la météorologie. À travers les processus d'évaporation et de condensation, une grande partie de l'énergie solaire peut être stockée ou relâchée. Le chauffage direct par le Soleil et le cycle de l'eau sont à l'origine des vents et des phénomènes géologiques d'érosion. Sans ce cycle, l'atmosphère terrestre serait beaucoup plus calme mais les contrastes climatiques accusés.

Deux phénomènes sont très difficiles à modéliser pour comprendre la météorologie sur Terre : d'une part les échanges d'énergie entre les océans et l'atmosphère et d'autre part l'influence de la rotation rapide de la Terre. Cette rotation rapide de la Terre joue un rôle important dans la formation des cyclones et des typhons. Le problème est plus simple sur une planète sans océans ni rotation rapide, comme Vénus par exemple. C'est pourquoi les modèles de circulation de l'atmosphère terrestre sont testés sur d'autres planètes. La météorologie terrestre est extrêmement difficile à comprendre et à simuler avec une grande précision, mais les modèles, sans cesse testés par des observations de plus en plus nombreuses et de plus en plus précises, sont constamment améliorés. L'étude comparée des atmosphères planétaires devrait là aussi permettre d'importants progrès dans le futur.

5.3.2 L'EAU, L'ATMOSPHÈRE ET LA VIE

Nous avons compris que le développement de la vie sur Terre était étroitement lié avec l'évolution de l'atmosphère. La composition de l'atmosphère terrestre est une conséquence de l'apparition de la vie. Inversement la vie ne peut exister que grâce à la présence de l'atmosphère. On peut considérer l'atmosphère terrestre comme une partie ou un prolongement des êtres vivants et non pas comme un milieu neutre, gratuit et là pour toujours. Toute modification de ce milieu peut affecter non seulement notre vie, mais celle de toutes les espèces sur Terre !

L'oxygène atmosphérique (sous forme d'ozone O_3) protège la vie des rayons ultra-violets. Avec une abondance respective de 78,1 % et de 21 %, l'azote moléculaire N_2 et l'oxygène moléculaire O_2 sont les principaux constituants de l'atmosphère terrestre. Avec respectivement 0,93 % et 0,034 %, l'argon Ar et le dioxyde de carbone CO_2 sont les deux autres principaux constituants de l'air sec. De plus, l'atmosphère terrestre contient de grandes quantités de vapeur d'eau H_2O . Son abondance varie de 3 % à moins de 1 % entre les régions chaudes et humides et les régions froides et sèches. L'azote et l'argon sont des gaz inertes qui n'ont pratiquement aucune interaction chimique avec les autres éléments. Les organismes vivants prélèvent un peu d'azote dans l'atmosphère tandis que l'argon s'est accumulé dans l'atmosphère au cours de l'histoire de la Terre. Par contre, l'oxygène et le gaz carbonique sont très actifs chimiquement et jouent un grand rôle dans le développement et l'évolution de la vie sur Terre. Leur abondance est le résultat de l'équilibre actuel entre les réactions qui les produisent et celles qui les détruisent.

Alors que les organismes vivants utilisent actuellement l'oxygène pour échanger de l'énergie avec le milieu extérieur, la présence d'oxygène dans l'atmosphère primitive de la Terre aurait probablement empêché l'apparition de la vie puisque tous les éléments nécessaires à la vie auraient été rapidement transformés en oxydes. La vie a su se passer de l'oxygène avant de l'utiliser ! Une atmosphère riche en oxygène n'est apparue que tardivement sur Terre, il y a environ 2 à 2,5 milliards d'années, alors que la vie s'était déjà largement développée.

L'histoire de l'évolution de la vie et de l'atmosphère est étroitement reliée à l'histoire des échanges de gaz carbonique et d'oxygène. Grâce à la production d'oxygène par photosynthèse (photodissociation de l'eau) de la part des plantes vertes, les animaux à sang chaud, dont l'homme, ont pu apparaître. Beaucoup d'animaux marins, dont la plupart sont de taille microscopique, fabriquent des coquillages pour se protéger en utilisant le calcium et le gaz carbonique dissous dans les océans. Au fur et à mesure que

ces coquillages sont déposés dans les sédiments, d'immenses dépôts de roches carbonées sont créés au détriment du gaz carbonique atmosphérique. Si tout ce gaz carbonique contenu dans les carbonates biogéniques ou non était relâché dans l'atmosphère, la pression atmosphérique due à ce seul gaz deviendrait 70 fois supérieure à la pression atmosphérique actuelle et la composition atmosphérique de la Terre ressemblerait à celle de Vénus (tableau 3.2).

GAZ	VÉNUS	MARS	LA TERRE	LA TERRE SANS VIE
Dioxyde de carbone (CO_2)	96	95	0,03	99,8
Diazote (N_2)	3,5	2,7	78	0,09
Argon (Ar)	0,006	1,6	0,9	-
Dioxygène (O_2)	0,003	0,15	21	0,09

TABLEAU 3.2. COMPOSITIONS DES ATMOSPHÈRES DES PLANÈTES TELLURIQUES ET CELLE QU'AURAIT LA TERRE SANS LA VIE.

5.3.3 LES SAISONS

L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de son orbite joue un rôle essentiel dans le déroulement des saisons (cf. p. 61). Au cours de l'année, la latitude de l'endroit le plus ensoleillé, là où les rayons solaires arrivent perpendiculairement, se déplace du nord au sud, puis du sud au nord (cf. p. 248).

Entre 35° de latitude nord et 35° de latitude sud, les conditions météorologiques sont relativement stables et les températures varient peu au cours de l'année. Des périodes pluvieuses succèdent à des périodes plus sèches. À la surface, les vents soufflent vers l'équateur et, à plus haute altitude, ils s'en éloignent, l'air humide étant entraîné vers le haut près de l'équateur. De l'air plus froid et plus sec est entraîné vers le sol à plus haute latitude pour compléter le cycle. L'air humide montant engendre des zones de pluies d'une dizaine de degrés de part et d'autre de l'équateur correspondant aux pluies sur les forêts tropicales. Par contre, les plus grands déserts se trouvent entre 15° et 35° de latitude, là où de l'air sec retombe et retourne vers l'équateur.

Au delà de 35° de latitude, dans les régions tempérées et polaires, on observe la succession des quatre saisons tandis que les vents prédominants sont ouest-est plutôt que nord-sud. Des flots d'air froid se déplacent vers l'équateur et des masses d'air chaud pénètrent vers les pôles. Les collisions entre des fronts froids et des zones chaudes provoquent des pluies, des vents et une grande agitation.

Les rayons solaires arrivant de manière oblique dans les régions polaires et de manière plus perpendiculaire dans les régions équatoriales, la Terre est plus chauffée près de l'équateur qu'aux pôles. L'atmosphère et les océans ont tendance à uniformiser la température et à réduire les écarts de température qu'on observerait en leur absence. Le transport d'énergie des régions les plus chaudes vers les régions les plus froides engendre d'importants courants de convection océaniques (thermohalins) et atmosphériques. La tendance générale est que l'air est chauffé à l'équateur, s'élève, se déplace vers les pôles où il se refroidit, tombe et retourne vers l'équateur. Cette image simple est modifiée par les effets de la rotation terrestre et en particulier par la force de Coriolis (cf. p. 265 pour une vision plus précise de la circulation générale des masses d'air et d'eau).

5.3.4 L'EFFET DE SERRE

Si le climat était parfaitement stable et si la Terre était un parfait réflecteur, la quantité d'énergie renvoyée dans l'espace, essentiellement sous forme de rayonnement infrarouge, serait exactement égale à la quantité d'énergie reçue. En fait, la majorité de ce rayonnement infrarouge est absorbée et ré-émise par la basse atmosphère et seule une petite partie s'échappe. La température moyenne de la surface de la Terre est de l'ordre de 15° Celsius, soit environ 35° de plus qu'en l'absence d'atmosphère. En effet, la présence de gaz carbonique et de vapeur d'eau crée un « effet de serre » qui ressemble à ce qui se passe dans la serre du jardinier ou dans une voiture fermée chauffée au Soleil. Cet effet qui réchauffe l'atmosphère de la Terre, est particulièrement efficace dans le cas de l'atmosphère de Vénus qui est portée à plus de 400 °C (tableau 3.3) (cf. p. 283).

Dans une serre de jardinier ou dans une voiture placée vitres fermées au Soleil, les glaces permettent à la lumière visible du Soleil d'entrer et de chauffer l'intérieur. Les objets chauffés à l'intérieur rayonnent en infrarouge émis par le verre comme la Terre elle-même, mais le verre est en grande partie opaque au rayonnement infrarouge ne laissant passer que le rayonnement visible. Comme l'essentiel de la chaleur ne peut pas s'échapper, l'intérieur est chauffé jusqu'à ce que suffisamment de rayonnement infrarouge émis par le verre ait tout de même pu s'échapper pour contrebalancer l'énergie venant de l'extérieur. Le gaz carbonique et la vapeur d'eau de l'atmosphère jouent le même rôle que le verre de la serre ou la vitre de la voiture en laissant passer le rayonnement visible et en étant en grande partie opaques aux rayonnements infrarouges qu'ils absorbent, en en réémettant d'autres ensuite vers le sol et l'espace. Il y a tout de même une différence essentielle : les vitres de la voiture ou le verre de la serre limitent la convection de l'air chauffé à l'intérieur du volume fermé tandis que la circulation de l'air

n'est pas limitée dans l'atmosphère d'une planète. À l'intérieur de la troposphère, la température décroît avec l'altitude alors qu'elle est constante dans une serre ou une voiture.

	VÉNUS	TERRE	MARS
Température de surface approximative en l'absence de gaz à effet de serre	- 20 °C	- 17 °C	- 60 °C
Température de surface réelle	460 °C	15 °C	- 55 °C
Réchauffement dû à l'effet de serre	480 °C	32 °C	5 °C

TABLEAU 3.3. LE RÉCHAUFFEMENT DÙ À L'EFFET DE SERRE POUR LES PLANÈTES TELLURIQUES.

L'effet de serre se manifeste sur toutes les planètes qui contiennent une atmosphère importante et dans laquelle il y a des molécules telles que CH_4 , CO_2 , NH_3 , H_2O , NO_2 ... Si l'atmosphère terrestre contenait exclusivement de l'azote, de l'oxygène et de l'argon, ce qui correspond à 99 % de sa composition, la température moyenne serait de - 20° Celsius. Il n'y aurait ni eau liquide, ni plantes, ni animaux. Le 1 % restant contenant essentiellement de la vapeur d'eau, du gaz carbonique et du méthane est responsable de l'effet de serre et de la présence de vie sur Terre.

5.3.5 LE CLIMAT ET SES VARIATIONS

L'étude des couches géologiques nous apprend que le climat a changé sur Terre sur des échelles de temps de plusieurs milliers d'années. Pour ne citer que quelques exemples, nous savons qu'à l'époque où la civilisation s'est développée au Moyen Orient, les pluies étaient plus fréquentes qu'aujourd'hui et la région plus fertile. Quelques siècles avant l'arrivée des espagnols, le climat de l'Amérique a, semble-t-il, changé avec l'apparition d'importantes périodes de sécheresse, ce qui a provoqué un affaiblissement des civilisations précolombiennes. Si cette variation de climat avait eu lieu de l'autre côté de l'Atlantique, on peut imaginer que la colonisation aurait eu lieu dans l'autre sens. Il y a environ un millier d'années, le climat du Groenland et de ce qui est aujourd'hui le Canada était plus clément et a permis sa colonisation jusqu'en 1 400 environ, époque à partir de laquelle ces colonies n'ont pas pu survivre.

L'analyse des glaces polaires permet de connaître les variations de la température moyenne de la Terre au cours des dernières centaines de milliers d'année (fig. 3.40, p. 143). On a ainsi appris que cette dernière avait varié de manière notable et que nos ancêtres avaient connu une

succession de périodes de glaciation et de réchauffement, les températures ayant été 2° plus élevées à certaines époques et 5° plus basses à d'autres. De l'air est piégé au moment des chutes de neige dans les glaces de l'Antarctique. L'analyse de cet air fossile permet de mesurer les quantités de gaz carbonique, de méthane, d'oxygène 16 et d'oxygène 18 contenues dans l'air au cours des dernières centaines de milliers d'années. Une corrélation frappante est observée entre la quantité de ces gaz et la température. Plus ces gaz sont abondants, plus l'effet de serre est important. Ces variations de température semblent bien associées à l'intensité de l'effet de serre. De telles variations s'accompagnent de changements importants du niveau des mers, de la répartition des glaces, de la circulation atmosphérique et océanique, et de la végétation. Il est important de bien comprendre les causes naturelles de ces variations de températures. La question se pose maintenant de savoir si l'activité humaine et l'augmentation du gaz carbonique et du méthane rejetés dans l'atmosphère qui en résulte sans oublier l'utilisation des CFC et d'autres produits contribuant à l'effet de serre est capable de compromettre le fragile équilibre qui règne dans l'atmosphère terrestre. Les réactions du monde économique et politique semblent bien timides devant la nature du péril qui nous menace.

À des intervalles de l'ordre d'environ 100 000 ans, des âges glaciaires surviennent. En effet, une baisse de la température moyenne de la Terre de l'ordre de 2° à 3° suffit pour produire d'immenses couches de glaces de 3 kilomètres d'épaisseur sur une grande partie de l'hémisphère nord. Au cours d'une telle période glaciaire, le niveau des océans baisse et la circulation atmosphérique est fortement modifiée. Pendant un âge glaciaire, les glaces particulièrement nombreuses réfléchissent bien la lumière solaire et le pouvoir réflecteur de la Terre augmente, moins de chaleur solaire est absorbée et le refroidissement est accentué. Au contraire, une augmentation de température de 2° ou 3° ferait immédiatement fondre les glaces du Groenland et de l'océan Arctique. Dans ce cas, l'absorption de la lumière solaire dans les régions polaires augmenterait, conduisant à une augmentation de la température. On connaît encore mal les effets régulateurs.

La dernière période glaciaire a eu lieu il y a environ 10 000 ans. Certains considèrent que notre époque est anormalement chaude et que le Groenland et les glaces de l'Arctique pourraient fondre, faisant monter de manière significative le niveau des mers et engloutissant une bonne partie des zones côtières.

Quand on essaye de recenser les causes possibles de changements de climat, de petites variations de l'orbite de la Terre ou de l'inclinaison de l'axe de rotation en raison des perturbations gravitationnelles des autres planètes sont

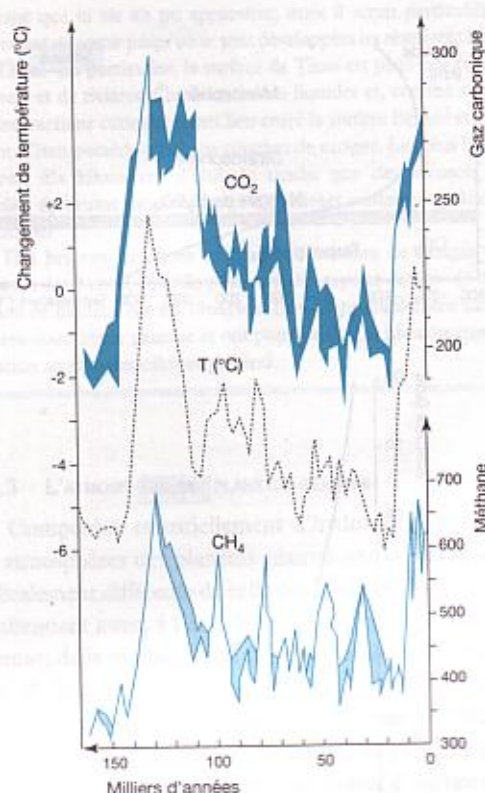


FIGURE 3.40. VARIATIONS DE LA TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DE LA TERRE DEPUIS 150 000 ANS. On remarque une excellente corrélation entre les courbes de variation de la température et de l'abondance de gaz à effet de serre comme le gaz carbonique et le méthane.

les meilleurs candidats (fig. 1.39, p. 47). Toute modification même infime du flux de chaleur solaire a évidemment des conséquences immédiates sur le climat terrestre, mais nous maîtrisons mal pour l'instant les phénomènes et les mécanismes en jeu.

La quantité de poussières dans l'atmosphère peut avoir aussi des effets importants sur le climat. D'immenses explosions volcaniques, qui peuvent rejeter dans l'atmosphère des kilomètres cube de petites poussières de silicates et des gouttes d'acide sulfurique dans la stratosphère, peuvent conduire à une diminution de la température de 1° à 3°. L'impact d'un astéroïde de 10 kilomètres de dimension, en injectant dans l'atmosphère plus de 10 000 kilomètres cube de poussières, pourrait avoir des effets encore plus catastrophiques en modifiant complètement la circulation atmosphérique et océanique. Les scientifiques sont maintenant persuadés que de tels phénomènes ont eu lieu dans le passé et ont bouleversé l'évolution des espèces vivantes sur Terre.

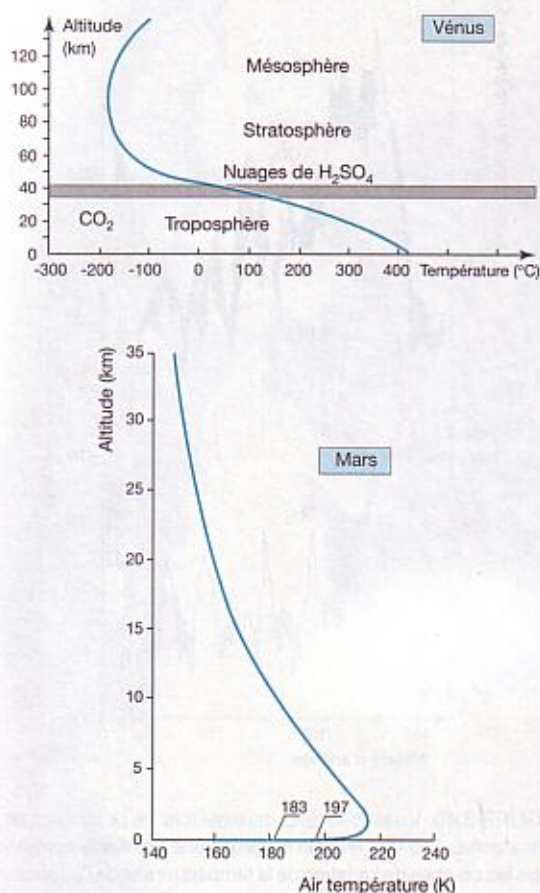


FIGURE 3.41. LES VARIATIONS DE TEMPÉRATURE EN FONCTION DE L'ALTITUDE DANS LES ATMOSPHÈRES DE VÉNUS ET DE MARS. L'effet de serre est responsable des hautes températures de la basse atmosphère de Vénus. C'est seulement dans la stratosphère, à partir d'une altitude de l'ordre de 30 kilomètres sur Terre et de l'ordre de 60 kilomètres sur Vénus que les deux planètes ont des températures et des pressions semblables. Sur Mars, la présence ténue de poussières est responsable d'un profil vertical plus isotherme, les fluctuations diurnes étant amplifiées en altitude et diminuées près de la surface.

5.4 LA DIVERSITÉ DES ATMOSPHÈRES

5.4.1 L'ATMOSPHÈRE DES PLANÈTES TELLURIQUES

Pourquoi les atmosphères des planètes sont-elles différentes les unes des autres ? La réponse est en fait naturelle. Les planètes géantes ont une masse suffisante et sont assez froides pour avoir retenu l'hydrogène, l'hélium et tous les autres éléments de la nébuleuse primitive. C'est pourquoi elles ont aujourd'hui une atmosphère riche en hydrogène.

Les planètes terrestres ont dû produire elles-mêmes leur propre atmosphère, la composition dépend donc des éléments disponibles ainsi que de l'évolution géologique et chimique. Les atmosphères de Vénus et Mars contiennent essentiellement du dioxyde de carbone CO₂. La présence d'eau liquide et de vie à la surface de la Terre a modifié la composition de son atmosphère qui, sinon, serait semblable à celle de Mars et de Vénus.

L'étude comparée des atmosphères des corps du système solaire devrait nous permettre de mieux comprendre leur formation et leur évolution (fig. 3.41). Il est donc essentiel de les étudier en détail pour mieux maîtriser notre futur. La grande variété d'enveloppes gazeuses et d'environnements électromagnétiques des planètes est pour nous une chance nous permettant de mieux connaître l'environnement de notre propre Terre.

La planète Vénus qui peut être considérée comme une sœur de la Terre par sa masse et sa taille a une atmosphère bien différente en densité et en composition. Les nuages y sont nombreux, ce sont des stratus et non des cumulus mais ils ne contiennent pas d'eau. On y trouve des gouttes d'acide sulfurique H₂SO₄, produit couramment utilisé sur Terre dans les batteries des voitures. Ces nuages se trouvent surtout entre 48 et 58 kilomètres d'altitude. Sur une dizaine de kilomètres au dessus et en dessous, règne un brouillard composé de goutelettes d'une taille de l'ordre du micron. À 31 kilomètres d'altitude, une limite nette apparaît en dessous de laquelle l'atmosphère est dense et claire. Au sommet des nuages, la température est de l'ordre de 290 K à 360 K. 20 kilomètres en dessous la base des nuages, elle atteint 490 K et, au sol, elle est de l'ordre de 680 K, soit plus de 400° Celsius avec une pression d'une centaine d'atmosphères ! Dans ces conditions, il ne peut exister d'eau liquide.

Comme sur Terre, l'atmosphère martienne présente des variations en fonction des régions, de la saison et de l'heure du jour. Les deux différences essentielles proviennent de la différence de composition et de la différence de densité.

L'atmosphère martienne, dont la composition est semblable à celle de Vénus, est beaucoup moins dense. La pression au sol n'est que de 700 Pa (150 fois moins que la pression atmosphérique terrestre au niveau de la mer). La teneur en eau est de l'ordre de 0,03 %, ce qui donne une pression partielle en vapeur d'eau de l'ordre de 2 Pa environ. Ceci est très inférieur à la pression du point triple de l'eau (610 Pa), comme l'indique le diagramme des phases de l'eau (cf. p. 250). En conséquence l'eau passe directement de l'état solide à l'état gazeux (sublimation) et inversement (condensation solide) en fonction de l'heure, du jour et de la saison. Il en va de même pour le dioxyde de carbone CO₂, de loin le gaz le plus abondant de l'atmosphère martienne. Par exemple, la glace d'eau chauffée par le Soleil du matin forme de la vapeur d'eau dans l'air. Une demi-heure après l'aube, elle gèle et elle se condense en nuages ou en brouillard formé de cristaux de glace. D'autres nuages contenant des cristaux de CO₂ se forment au dessus des régions polaires. En d'autres endroits, de spectaculaires tempêtes de poussières, visibles à travers les télescopes terrestres, ont lieu. Les sondes Viking ont photographié des dépôts de givre sur le sol martien (planche cahier, p. X).

La présence de lits de rivières asséchées ainsi que l'observation de phénomènes d'érosion liés à d'anciennes inondations attestent que de l'eau liquide a coulé dans un lointain passé sur Mars. Il y a sans doute même eu des inondations violentes il y a un milliard d'années. Ainsi l'immense fracture de Valles Marineris, d'origine probablement géologique, comporte des canyons qui ont pu voir d'importants écoulements (cahier couleur, p. X). L'effet de serre a probablement joué un rôle important au début de l'histoire martienne. Il serait intéressant de chercher si le sol de Mars renferme des fossiles qui nous informeraient que la présence d'eau liquide a permis l'apparition de la vie au moment où celle-ci naissait sur Terre. La vie dépend en effet de la présence d'eau liquide et celle-ci ne peut exister que si la température ne dépasse pas certaines limites. Vénus est trop chaude, Mars trop froide et la Terre juste comme il faut ! La température d'une planète dépend avant tout de la distance au Soleil. Si la Terre était plus proche du Soleil, elle développerait un effet de serre et deviendrait comme Vénus. Par contre si on éloignait la Terre du Soleil, elle ne deviendrait pas nécessairement comme Mars. En effet, il suffirait qu'une plus grande quantité de gaz carbonique soit dégagée dans l'atmosphère pour que la planète reste chaude grâce à l'effet de serre. À cause de sa petite taille, Mars n'a pas pu retenir suffisamment de composés volatils tels que le dioxyde de carbone ou l'azote qui sont essentiels pour le développement d'une atmosphère dense et stable dans le système solaire interne. On peut se demander si une atmosphère dense se serait maintenue sur une planète située au même endroit que Mars, mais au moins deux fois plus grosse.

5.4.2 L'ATMOSPHÈRE DES SATELLITES

Titan et Triton sont les deux seuls satellites qui possèdent une atmosphère. Tous les deux ont une atmosphère dont le constituant majeur est l'azote, comme sur Terre, mais la densité de ces atmosphères est bien différente. La pression atmosphérique sur le sol de Titan est de 1,6 bar tandis qu'elle n'est que de quelques microbars sur Triton.

L'atmosphère de Titan contient aussi une grande variété de produits carbonés comme le monoxyde de carbone CO , le méthane CH_4 , l'éthane C_2H_6 , le propane C_3H_8 , l'acide cyanhydrique HCN , le cyanogène C_2N_2 ou encore le cyanoacétylène HC_3N . Ceci montre que l'atmosphère de Titan est un milieu au sein duquel de nombreuses réactions chimiques ont lieu. La température est de l'ordre de -200°C , faisant un peu ressembler Titan à une Terre mise au congélateur. Des réactions photochimiques complexes donnent naissance à des brouillards composés de matière organique et de polymères. Un peu comme dans le cas de Vénus, l'atmosphère de Titan est opaque et ne permet pas de voir la surface. Il faudra attendre les résultats de la mission américano-européenne Cassini-Huygens et « l'atterrissage » d'une sonde sur le sol de Titan en 2004 pour en savoir plus. La richesse de l'atmosphère de Titan en fait un corps fascinant à étudier. C'est un modèle idéal pour étudier ce que l'on appelle la chimie pré-biotique, c'est-à-dire les réactions chimiques qui ont conduit sur Terre à l'apparition de la vie. Il y a là tous les composés chimiques nécessaires à la fabrication de l'A.D.N. et des acides aminés. Personne n'imagine pour

l'instant que la vie ait pu apparaître, mais il serait particulièrement intéressant de savoir jusqu'où se sont développées les réactions chimiques sur Titan. En particulier, la surface de Titan est peut-être recouverte de mers et de rivières d'hydrocarbures liquides et, comme sur Terre, des interactions complexes ont lieu entre la surface liquide et l'atmosphère. Titan possède plusieurs couches de nuages. Les plus bas sont à environ dix kilomètres d'altitude tandis que des aérosols et des couches de brume montent jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres d'altitude.

Des brumes très fines et plusieurs couches de nuages ont été observés sur Triton. Près du pôle sud, des geysers de près de dix kilomètres de hauteur ont été observés. Ils sont probablement constitués d'azote sous forme gazeuse et ont pour cause des phénomènes d'évaporation au sein des calottes polaires.

5.4.3 L'ATMOSPHÈRE DES PLANÈTES GÉANTES

Composées essentiellement d'hydrogène et d'hélium, les atmosphères des planètes géantes ont une composition radicalement différente de celle des planètes terrestres. Elles contiennent aussi, à l'état de trace, du méthane et de l'ammoniac, de la vapeur d'eau, de l'éthane, de l'acétylène... En plus de leur composition chimique, les atmosphères des planètes géantes diffèrent de celles des planètes telluriques au moins sur trois points importants. Les planètes géantes n'ont pas de sol solide, elles ont une source d'énergie interne et elles tournent beaucoup plus vite que la Terre (tableau 1.7, p. 64 et fig. 3.42, 3.43, 3.44, p. 146).

Toutes les planètes géantes ont une structure zonale en forme de bandes parallèles. On ne sait pas encore si cette structure est un phénomène purement superficiel, dû à la rotation différentielle de ces atmosphères, ou bien si elle traduit des mouvements de convection profonds, correspondant à des colonnes de matière montant et descendant. Les atmosphères de Jupiter et de Saturne tournent plus vite à l'équateur qu'aux pôles. Le contraire se produit sur Uranus et Neptune : les zones de latitude plus élevée tournent plus vite que l'équateur. Les vents les plus violents se trouvent à l'équateur de Saturne : ils soufflent à plus de 1 800 kilomètres par heure et dans l'hémisphère sud de Neptune : ils soufflent à plus de 300 mètres par seconde ($1\,000\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$) ! Des cyclones, anticyclones, tourbillons se manifestent dans la haute atmosphère des planètes géantes. Le tourbillon le plus célèbre est la tache rouge de Jupiter, observée depuis au moins trois siècles. C'est un gigantesque cyclone deux fois plus gros que la Terre. Sa couleur rouge est probablement due à la phosphine PH_3 . On ne comprend pas encore comment ce gigantesque cyclone peut être stable pendant aussi longtemps.

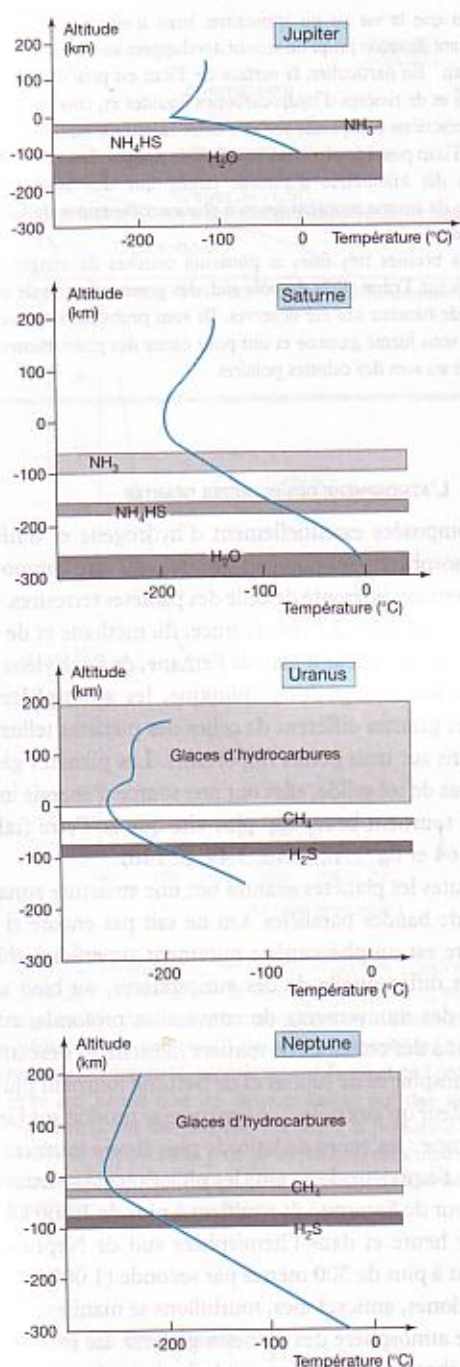


FIGURE 3.42. LES VARIATIONS DE TEMPÉRATURE EN FONCTION DE L'ALTITUDE DANS LES ATMOSPHÈRES DES PLANÈTES GÉANTES. Ces planètes ne possédant pas de sol solide, l'altitude est mesurée ici à partir d'un niveau arbitraire où la pression est de 0,1 bar. Les parties supérieures visibles des atmosphères de Jupiter et de Saturne contiennent des cristaux d'ammoniac tandis que celles d'Uranus et de Neptune contiennent du méthane gelé.

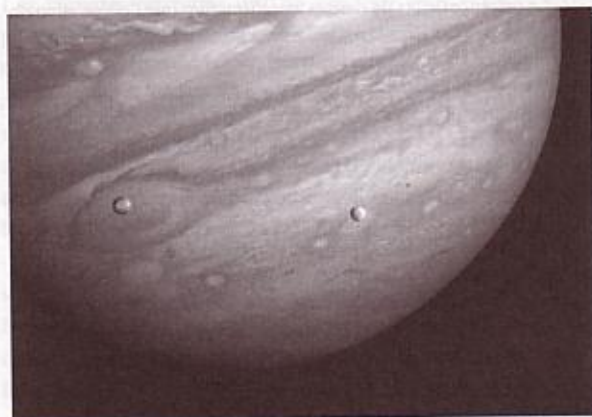


FIGURE 3.43. LA STRUCTURE EN BANDES PARALLÈLES DES PLANÈTES GÉANTES. On distingue sur le document du haut l'hémisphère sud de Jupiter. Les satellites Io (à gauche) et Europe (à droite) sont visibles. Io, qui a la même taille que la Lune permet d'apprécier la dimension de la tache rouge.

(Cliché © NASA/JPL/Caltech)

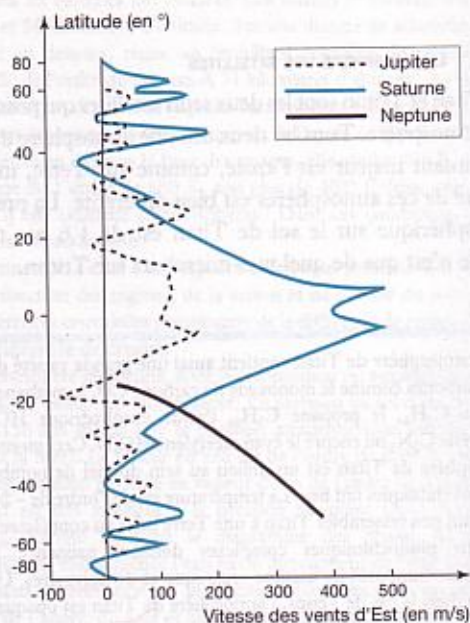


FIGURE 3.44. LA VITESSE DES VENTS DANS L'ATMOSPHÈRE DES PLANÈTES GÉANTES. Les vents les plus violents sont observés à l'équateur de Saturne et dans l'hémisphère sud de Neptune.

EXERCICES

1. En supposant que les planètes sont en équilibre hydrostatique et que la pression à leur surface est nulle, estimer leur pression centrale. Trouver une valeur approximative des pressions centrales de Mercure, Vénus, de Mars et de la Terre, et les comparer.
2. On veut estimer la température effective de la Terre, c'est-à-dire la température qu'aurait la Terre, considérée comme un corps noir et sans atmosphère, pour laquelle il y a équilibre entre l'énergie thermique émise et l'énergie solaire absorbée. La Terre renvoie dans l'espace 30 % de cette énergie solaire (albédo = 0,3). On rappelle qu'un corps noir émet par unité de surface une puissance σT^4 . La température réelle étant de 288 K, estimer la variation de température due à l'effet de serre.
3. Triton, satellite de Neptune, possède une atmosphère et il a pourtant une masse comparable à celle de la Lune. Pourquoi ? Quel(s) paramètre(s) faudrait-il changer pour que l'atmosphère de ce satellite disparaisse ?
4. Jupiter absorbe 55 % de la lumière solaire incidente alors que la Terre en absorbe 70 %. Si Jupiter n'avait pas de source de chaleur interne, quelle devrait être la température effective de la couche supérieure de l'atmosphère de Jupiter ? En fait, la valeur observée est de 134 K. En déduire le rapport entre l'énergie interne de Jupiter et l'énergie reçue du Soleil. Pourriez-vous faire quelques commentaires sur la structure interne de Jupiter et la source d'énergie interne ? Qu'en est-il de Saturne ? d'Uranus et de Neptune ?
5. Si on peignait la Lune en noir, que verrions-nous de la Terre ? L'exercice peut être traité indifféremment dans les cas où de la peinture noire mate, brillante ou satinée est utilisée.
6. Comment pourriez-vous estimer grossièrement la hauteur maximale d'une montagne sur une planète comme la Terre. Comment estimeriez-vous la taille maximum d'un être vivant non soutenu par l'eau ? Pourquoi ces deux valeurs sont-elles si différentes ?
7. Estimer la dimension des objets astronomiques à partir de laquelle ils adoptent une forme sphérique.
8. Comment reconnaître dans un pays que vous connaissez mal les journaux sérieux de ceux qui se moquent du lecteur ?

Données numériques : Masses et distances des planètes : cf. tableaux 1.6 et 1.7, p. 64. Pour la Lune et Triton, tableau 1.8, p. 70. Température de Triton : 37 K. Chaleur de fusion typique d'un solide terrestre (quartz) : $Q = 250$ J/g. Masse volumique typique d'une planète tellurique ≈ 4 g/cm³. Accélération de la pesanteur à la surface de la Terre : $g = 9,81$ m/s². $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ SI. Luminosité du Soleil $L_{\odot} = 4 \cdot 10^{26}$ W.

À LA RECHERCHE D'AUTRES SYSTÈMES SOLAIRES ET DE LA VIE

Pour l'instant, nous ne connaissons qu'un seul système solaire, le nôtre, et, depuis des siècles, les hommes se demandent si les autres étoiles sont entourées de planètes, si d'autres Terres existent et si elles sont habitées... La découverte d'autres systèmes solaires serait évidemment une étape majeure dans l'histoire de l'humanité. Une telle recherche est au centre de questions fondamentales comme celles de nos origines et celles de la vie dans l'Univers. Sommes-nous seuls ? Si oui, pourquoi l'apparition de la vie telle que nous la connaissons est-elle un phénomène exceptionnel ? Si non, rencontrerons-nous les « autres » un jour ?

Nous ne pouvons pas encore répondre à ces questions, mais les progrès scientifiques nécessaires pour recueillir des informations sur ce sujet sont en train de s'accomplir sous nos yeux. Loin des escrocs qui racontent des histoires de « soucoupes volantes », les scientifiques procèdent par étapes pour chercher tout d'abord la présence de grosses planètes du style « Jupiter », puis celle de petites Terres avant de partir en quête de traces de vie ailleurs.

Nous savons depuis les années 1980 que nous sommes seuls autour du Soleil et que la Terre est très probablement le seul endroit du système solaire qui abrite la vie... Nous pourrions sans doute dire au cours des siècles prochains s'il y a des traces de vie autour des étoiles proches.

Après cette brève présentation de la place de la Terre dans l'Univers et des processus de formation et d'évolution des planètes et avant de revenir sur notre planète Terre, attardons-nous durant quelques pages sur la découverte récente de planètes extrasolaires et sur la recherche de la vie ailleurs.

1. La découverte de planètes extrasolaires

Il est encore plus difficile de découvrir une planète autour d'une étoile que de distinguer une bougie devant un phare de marine allumé. Il est *a priori* bien malaisé de détecter une planète autour d'une étoile. En effet, la planète n'émet pas de lumière par elle-même, elle se contente de réfléchir le rayonnement de l'étoile. Par ailleurs, l'étoile la plus proche est à environ 4 années-lumière. Vue du Soleil, une éventuelle planète comme la Terre serait à moins d'une seconde d'arc de l'étoile. La séparation angulaire entre une planète et son étoile est donc inférieure à la résolution des télescopes terrestres qui est limitée par la turbulence de l'atmosphère terrestre. Il n'est donc pas possible pour l'instant de former l'image d'un système extrasolaire même en utilisant les plus grands télescopes et les meilleurs détec-

teurs. Pour découvrir des planètes extrasolaires, il faut se placer dans l'espace ou bien utiliser des méthodes indirectes de détection.

On peut citer deux exemples de telles méthodes :

- Si, dans son mouvement autour de l'étoile, une planète, vue de la Terre, passe devant l'étoile, un observateur peut détecter la diminution de luminosité de l'étoile. Cette variation de luminosité est très faible (de l'ordre de 1 % pour une planète semblable à Jupiter et de 0,001 % pour une planète semblable à la Terre), éphémère (elle ne dure que quelques heures) et rare (si elle a lieu, elle se reproduit à des intervalles de temps égaux à la période de révolution de la planète). Si les planètes extraterrestres sont très nombreuses, un télescope utilisé pour cette seule tâche en détecterait quelques-unes au bout d'une dizaine d'années et la précision photométrique serait meilleure dans l'espace que sur Terre.
- Une planète et une étoile tournent autour de leur centre de gravité commun. Si la planète est suffisamment massive et proche de l'étoile, on peut espérer détecter le mouvement de l'étoile perturbée gravitationnellement par ce compagnon invisible à nos yeux. Les méthodes astrométriques consistent à mesurer son mouvement éventuel par rapport à des étoiles plus lointaines et considérées comme immobiles. Cette approche n'a pour l'instant pas permis de détecter de planètes.

Heureusement, le mouvement de l'étoile peut aussi être détecté grâce à l'effet Doppler-Fizeau. De la même manière que la hauteur du son varie selon qu'un objet s'approche ou s'éloigne de nous, les raies du spectre d'une étoile sont déplacées vers le rouge ou vers le bleu selon qu'elle s'éloigne ou se rapproche de nous (cf. p. 50). Le principe de cette méthode, dite *spectroscopique*, est souple, mais cet effet est si petit que la mesure est difficile. Cette méthode ne permet de découvrir que des objets suffisamment massifs et suffisamment proches de l'étoile pour la perturber de manière observable. Si les étoiles étudiées possédaient le même cortège de planètes que le Soleil et que les dimensions de ce système étaient les mêmes que celles du système solaire, la Terre, ou même Jupiter, ne serait pas détectée par cette méthode, dans l'état actuel de la technologie. Pour l'instant on ne peut détecter que de « gros Jupiter » au voisinage immédiat de l'étoile.

Dans un premier temps, cette méthode spectroscopique a permis de détecter de nombreux compagnons stellaires qui ne sont pas des planètes. Certaines étoiles sont en fait

des systèmes doubles dont l'un des membres est une étoile peu lumineuse et de faible masse, de l'ordre d'un dixième de masse solaire, soit juste assez pour que des réactions thermonucléaires s'allument en son centre. D'autres étoiles sont entourées de corps qui ne sont ni des étoiles ni des planètes. De tels corps dont la masse est comprise entre 1 % et 10 % de celle du Soleil sont des naines brunes. Elles ont une masse insuffisante pour que des réactions thermonucléaires puissent s'allumer en leur centre et une structure bien différente de celle des planètes. En leur centre, la matière est à l'état dégénéré. Les naines brunes, dont l'existence a été prédite par des considérations théoriques, n'ont pratiquement pas été observées directement, mais leur détection indirecte confirme leur existence.

En 1992, des planètes avaient été détectées autour d'étoiles à neutrons grâce aux perturbations des ondes radio. De telles étoiles, résidus de l'explosion d'une supernova, sont des objets bien différents du Soleil, les « planètes » détectées dans leur voisinage sont probablement des restes de l'explosion et non des objets formés à la naissance de l'étoile. Si jamais des planètes avaient survécu au souffle de l'explosion, leur aspect physique doit être bien différent et ces objets devraient nous fournir plus d'informations sur les supernovae que sur les planètes.

La présence de disques circumstellaires autour des jeunes étoiles, le disque de l'étoile β Pictoris (p. 98) et la découverte de planètes massives autour de plusieurs étoiles proches montrent que l'environnement immédiat des étoiles est beaucoup plus riche que prévu.

La première détection de planète extrasolaire par la méthode spectroscopique a été faite à l'Observatoire de Haute Provence dans le sud de la France par une équipe suisse à la fin de 1995. Cette planète tourne autour de l'étoile 51 Pégase, située à environ 40 années lumière de nous et semblable au Soleil. Sa masse est d'environ la moitié de celle de Jupiter, sa distance à l'étoile est de seulement 7 millions de kilomètres et sa période de révolution de 4,2 jours alors que la petite planète Mercure tourne autour du Soleil en 88 jours à une distance de 60 millions de kilomètres. On trouve là une situation bien différente de celle du système solaire et on peut se demander si une telle configuration dans laquelle une planète massive est très proche de l'étoile centrale est fréquente ou non. Plusieurs centaines d'étoiles proches ont été observées depuis une dizaine d'années par cette méthode par les astronomes américains et européens. À l'été 1999, l'existence d'une vingtaine de planètes extrasolaires était confirmée.

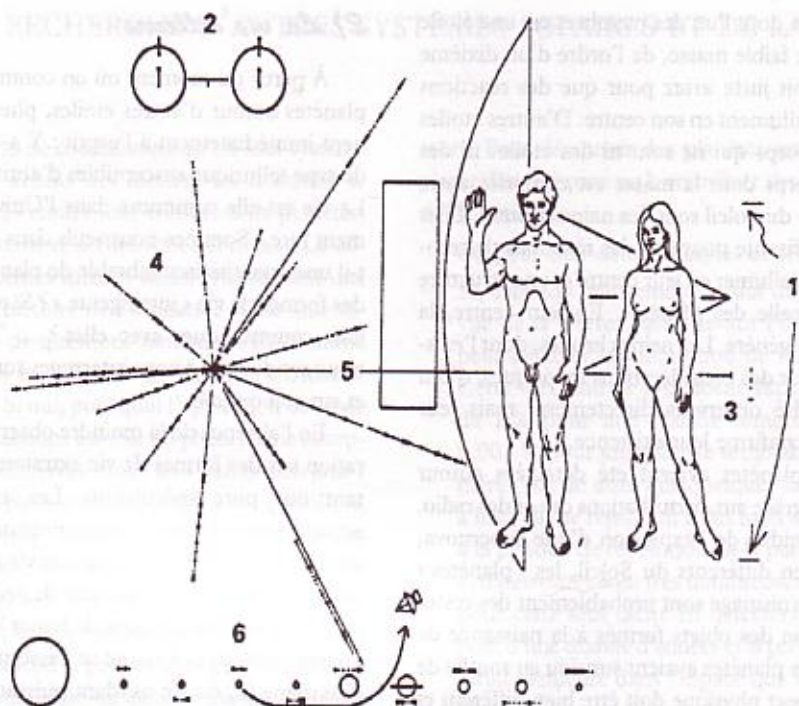
2) La vie ailleurs

À partir du moment où on commence à découvrir des planètes autour d'autres étoiles, plusieurs questions viennent immédiatement à l'esprit : Y a-t-il aussi des planètes de type tellurique susceptibles d'abriter une forme de vie ? La vie est-elle commune dans l'Univers ou bien extrêmement rare ? Sommes-nous seuls dans l'Univers ou bien y a-t-il une quantité innombrable de planètes habitées ? Y a-t-il des formes de vie « intelligente » ? Si oui, pourrions-nous un jour communiquer avec elles ? ... Toutes ces questions nous conduisent à nous interroger sur la définition de la vie et sur son origine.

En l'absence de la moindre observation, toute considération sur des formes de vie extraterrestre n'est pour l'instant que pure spéculation. Les astronomes imaginent actuellement plusieurs expériences qui pourraient nous révéler au xxi^e siècle la présence de vie sur des planètes extrasolaires. On a en fait beaucoup de peine à définir la vie. Les projets se contentent donc de tenter la détection de phénomènes semblables à ce qui se passe sur Terre. La molécule d'oxygène O_2 est un oxydant puissant qui disparaît quand il réagit chimiquement. L'atmosphère terrestre en contient 20 % alors qu'on n'en trouve que quelques dix millièmes dans les autres atmosphères planétaires tout simplement parce qu'il est en permanence régénéré par la photosynthèse des plantes. L'oxygène moléculaire pourrait être détecté sur les autres planètes en cherchant la présence d'une raie d'émission caractéristique à une longueur d'onde de 760 nanomètres. En transportant ce raisonnement à l'ozone, on pourrait tenter de détecter des raies caractéristiques à une longueur d'onde de 9,6 nanomètres. Cette observation très délicate devrait être faite hors de l'atmosphère terrestre.

Nous savons maintenant avec une quasi-certitude qu'il n'y a pas actuellement d'autre forme de vie dans le système solaire, même si nous nous demandons si la vie a pu apparaître sur Mars il y a trois milliards d'années à une époque où son atmosphère permettait la présence d'eau liquide et même si nous soupçonnons le développement d'une chimie pré-biotique dans l'atmosphère de Titan.

En dépit de nombreux points obscurs, les grandes lignes de l'histoire de l'apparition de la vie sur Terre semblent comprises. Au moment où les roches les plus anciennes qu'on observe actuellement sur Terre se formaient, il y a 3,8 milliards d'années, la vie existait déjà. Il y a 3,5 milliards d'années, des colonies de microorganismes, appelées stromatolites, florissaient. Cette forme de vie, dont on possède des fossiles, existe toujours sur Terre. La croûte



PLAQUE DE PIONNIER 10. Quelques informations élémentaires comme la position du Soleil par rapport à quelques pulsars proches, le lieu de départ de la sonde et la taille des humains par rapport à la sonde sont gravées sur cette plaque d'aluminium placée à bord de la sonde Pioneer 10 qui a quitté le système solaire après avoir survolé Jupiter en 1978 (document N.A.S.A.).

primitive ayant disparu, nous n'avons que peu de fossiles de ces époques reculées et nous possédons surtout des fossiles datant des 600 derniers millions d'années, soit moins de 15 % de l'histoire de notre planète. Nous en sommes donc réduits à faire beaucoup de spéculations sur la vie primitive. L'atmosphère primitive de la Terre qui a permis à la vie de se développer ne lui permettrait de subsister aujourd'hui. En l'absence d'oxygène dans l'atmosphère primitive, de nombreuses réactions chimiques peuvent avoir lieu et conduire à la formation d'acides aminés, de protéines et d'autres composés chimiques qui sont la matière première dont l'assemblage a permis à la vie d'apparaître (cf. p. 499).

Le développement des plantes a joué un rôle essentiel, elles capturent le gaz carbonique et rejettent de l'oxygène. L'énergie nécessaire pour que ces réactions chimiques, appelées photosynthèse, se développent, provient de la lumière du Soleil. Au début de l'histoire de la Terre, l'oxygène interagissait chimiquement avec la croûte terrestre et disparaissait au fur et à mesure de sa production. En raison du développement croissant de la vie, la production d'oxygène a augmenté et l'atmosphère a commencé il y a 2 milliards d'années à s'enrichir en oxygène libre tandis que l'activité géologique et l'érosion ensevelissaient de grandes

quantités de carbone provenant des plantes avant qu'il ne puisse se recombinaison avec l'oxygène pour donner du gaz carbonique. L'augmentation de l'oxygène dans l'atmosphère a conduit à la formation d'une couche d'ozone, qui en arrêtant le rayonnement ultra-violet du Soleil, a permis à la vie de sortir des océans et de coloniser les terres. Il est amusant de remarquer l'évolution vers des formes de vie qui survivent en respirant les déchets des plantes. En l'absence de vie, la Terre aurait probablement, comme Vénus, une atmosphère épaisse composée pour l'essentiel de gaz carbonique.

Certains scientifiques se demandent si le bombardement météoritique a joué un rôle d'une part dans l'apparition de la vie, au tout début de l'histoire de la Terre, en apportant quelques molécules essentielles et d'autre part, plus tardivement, en provoquant périodiquement l'extinction de nombreuses espèces, ce qui favorise l'apparition de nouvelles.

S'il y a d'autres systèmes solaires, si la vie est un phénomène commun et s'il existe une « vie intelligente » ailleurs, nous pouvons nous demander si nous pourrions un jour entrer en contact avec d'autres civilisations, soit en leur rendant visite, soit en leur « téléphonant ».

Il est évidemment hors de question pour l'instant de se

déplacer physiquement. Nous seulement nous ne saurions pas où aller, mais le voyage pourrait très bien durer plusieurs siècles sinon plusieurs millénaires sans le moindre restaurant ni le moindre hôpital ni la moindre pompe à essence sur la route. On peut aisément se rendre compte que les problèmes pratiques sont très loin d'être résolus, sans parler du bombardement des rayons cosmiques qui tueraient rapidement les « voyageurs » sans protection efficace. Par ailleurs, malgré ce que prétendent quelques escrocs sans scrupules, il n'existe aucune trace de « visite » sur la Terre. Les extra-terrestres, s'ils existent, ne nous ont pas encore rendu visite. Si cela arrivait un jour, les astronomes, qui scrutent sans cesse le ciel dans toutes les directions et dans toutes les longueurs d'onde, ne manqueraient pas d'alerter leurs semblables.

Depuis 1960, plusieurs tentatives ont été entreprises pour « écouter » quelques milliers d'étoiles proches et surprendre d'éventuelles communications. En améliorant les détecteurs, de plus en plus de directions et de plus en plus de fréquences ont été explorées. Pour l'instant, aucun signal n'a été reçu. Il est amusant de constater qu'un message reçu d'un endroit situé à 2 000 années-lumière de nous proviendrait d'une civilisation qui existait il y a 2 000 ans et il faudrait donc 4 000 ans pour avoir une réponse à nos questions. De tels échanges ne ressembleraient donc pas à un dialogue, mais plutôt aux messages que nous avons reçu d'anciennes civilisations comme la Grèce antique ou l'Égypte des Pharaons.

Un peu comme des bouteilles jetées à la mer, les scientifiques ont placé à bord des sondes Pioneer 10, Pioneer 11, Voyager 1 et Voyager 2, qui quittent le système solaire, des messages gravés ou enregistrés. Peut-être, dans cinq ou dix milliards d'années, des archéologues trouveront-ils ces informations et se demanderont quelle civilisation primitive en est l'auteur ? À ceux qui pourraient s'effrayer que nous négligeons ainsi notre présence, on peut les rassurer en leur

signalant qu'il est peu probable que ces sondes rencontrent un jour quelqu'un et que, dans cinq milliards d'années, la Terre n'existera plus, ayant été absorbée par l'atmosphère du Soleil devenu une étoile géante rouge.

Un message a également été envoyé en direction de l'amas d'Hercule à l'aide du radiotélescope géant d'Arecibo dans l'île de Porto Rico. Il atteindra sa cible dans 24 000 ans. Si quelqu'un « écoute » à ce moment-là en pointant son antenne dans la bonne direction et en la calant sur la bonne longueur d'onde et s'il enregistre le message afin de le décoder plus tard, le Soleil lui paraîtra un million de fois plus brillant durant trois minutes à cette longueur d'onde-là.

L'amas d'Hercule a été choisi parce qu'il contient près d'un million d'étoiles et parce qu'il est relativement proche de nous, à l'échelle astronomique. Si ce message est reçu et compris, nous pouvons espérer une réponse dans environ 50 000 ans !

Il est probablement heureux que le contact avec d'autres civilisations ne soit pas immédiat quand on songe à ce qui est arrivé aux habitants de l'Amérique pré-colombienne, aux aborigènes d'Australie, aux indiens d'Amérique du Nord, aux habitants de l'île de Pâques et aux populations noires d'Afrique quand les explorateurs sont arrivés. Ils ont été soit anéantis soit réduits à l'esclavage...

Pour terminer par une note plus optimiste, nous pouvons nous réjouir de tous les progrès récents. En moins d'un siècle, les galaxies ont été découvertes, nos planètes explorées, les étoiles comprises et nous sommes à la veille de détecter d'autres systèmes solaires. Les hommes sont en train d'accumuler les informations pour tenter de répondre aux grandes questions sur l'origine de la Terre et son futur, l'origine de la vie et notre place dans l'Univers. En un mot : « Qui sommes-nous ? D'où venons-nous ? Où allons-nous ? Sommes-nous seuls ? »

(Darwin, L'Origine des Espèces, 1859)

DEUXIÈME PARTIE

La Terre, archives géologiques et mémoire du temps

4. Les concepts de base de la géologie, science de l'histoire de la Terre	155
EXERCICES	170
5. Les roches, archives géologiques	173
EXERCICE	199
FICHE : Les minéraux argileux et les argiles	202
FICHE : Classification et dénomination des roches sédimentaires les plus connues	208
6. La mesure du temps et l'histoire de la Terre	215
EXERCICES	243

« Quand à moi, je considère les archives géologiques... comme une histoire du globe incomplètement conservée, écrite dans un dialecte toujours changeant, et dont nous ne possédons que le dernier volume traitant de deux ou trois pays seulement. Quelques fragments de chapitres de ce volume et quelques lignes de chaque page sont seuls parvenus jusqu'à nous. Chaque mot de ce langage changeant lentement, plus ou moins différent dans les chapitres successifs, peut représenter les formes qui ont vécu, qui sont ensevelies dans les formations successives, et qui nous paraissent à tort avoir été brusquement introduites. »

(Darwin, *L'Origine des Espèces*, 1859)

1. Introduction : l'opposition temps-éternité

« Quand nous levons les yeux vers le ciel, nous contemplons le passé. »

Quignard (1998)

Cette affirmation d'un romancier traduit bien la certitude, qui est la nôtre, d'une histoire de l'Univers, longue, impliquant un passé lointain, un présent fugace et un avenir à long terme. Cette certitude fait partie intégrante de la manière commune de considérer l'Univers, de la façon de nous situer par rapport à lui.

Les chapitres précédents de cet ouvrage, consacrés à la Terre, planète du système solaire, utilisent des unités de temps (millions et milliards d'années) et des unités de distance (les années-lumière) totalement étrangères à notre imagination. Les visions de l'histoire de l'Univers, si fragmentaires et discutables qu'elles soient à l'heure actuelle, évoquent les concepts de début et de déroulement d'une histoire avec une évolution irréversible dans le temps, même si les échelles temporelles et spatiales de cette histoire ne peuvent que donner le vertige.

Il est vital de rappeler que ces avancées sont récentes, et que si l'astronomie est par excellence la discipline qui actuellement nous conduit aux plus grandes longueurs du temps et aux distances les plus inconcevables, c'est à partir de l'étude de la planète Terre, que progressivement, au cours des derniers siècles, a été montrée et mesurée la longueur du temps et que le concept d'une histoire de l'Univers a remplacé celui d'un Univers sans passé ni avenir, sans début ni fin.

Vraisemblablement, notre romancier, au début du siècle dernier, eut écrit qu'en levant les yeux vers le ciel, il y contemplait l'éternité. En cela, il aurait été en accord avec le géologue Hutton qui affirme en 1795 dans son ouvrage *La théorie de la Terre* que « Si tant est que la succession des mondes soit établie dans le système de la nature, il serait vain de chercher qui que ce soit de plus reculé dans l'origine de la Terre.

En sorte que notre enquête nous amène à conclure que nous ne trouvons pas le moindre vestige d'un commencement, pas la moindre perspective d'une fin ». Cette affirmation est en accord avec l'enseignement biblique : « Ce qui fut, cela sera, ce qui s'est fait se referra, et il n'y a rien de nouveau sous le soleil » (Livre de l'Écclésiaste I-5-9).

Cette vision d'un Univers éternel, d'une Terre récente peuplée dès sa genèse divine par l'homme, est celle contre laquelle s'est construite une des disciplines actuelles des sciences de la Terre : la géologie, dont l'un des concepts de base est le temps avec sa longueur, sa direction, son irréversibilité. Il n'en a pas toujours été ainsi et c'est en toute logique que, dans l'ouvrage déjà cité, Hutton précise que « Le temps, qui mesure toutes choses dans nos idées, mais se dérober souvent à nos desseins, est par nature incommensurable et immatériel ».

Le temps est même, dans cette conception, un ennemi. Cela est clairement exprimé par Chateaubriand dans ses *Mémoires d'outre-tombe* : « Si des rivages de ce monde, nous ne découvrons pas distinctement les choses divines, ne nous en étonnons pas : le temps est un voile interposé entre nous et Dieu, comme une paupière entre notre œil et la lumière ».

La géologie va progressivement se développer à partir de trois concepts majeurs : l'immensité des durées passées, les modifications du monde vivant au cours du temps, et la transformation des roches, associée à une reformation périodique du bâti terrestre.

Ces recherches seront entreprises simultanément sur des matériaux différents (roches magmatiques, métamorphiques, sédimentaires), en étudiant, depuis les compositions minéralogiques jusqu'aux déformations des roches, les caractéristiques des roches, leur répartition à la surface de la Terre, ainsi que les restes fossiles des espèces disparues. Ultérieurement, en y adjoignant les moyens de la physique et de la chimie, s'élaboreront progressivement des théories et des modèles globaux des mécanismes de formation et d'évolution de la planète Terre. De nombreux ouvrages permettent de faire le point actuel de l'état de ces connaissances, ainsi que de l'histoire des sciences de la Terre ; ceux indiqués en bibliographie permettent d'y accéder.

Le but de ce chapitre est de présenter un aspect des sciences de la Terre en privilégiant la dimension temps, qui est une des spécificités majeures de la géologie. La démarche adoptée consiste à partir de l'observation banale de l'organisation des roches sédimentaires en strates superposées.

C'est à la surface de la Terre, à l'interface entre d'une part l'atmosphère et l'eau, d'autre part les roches constitutives de la surface du globe terrestre, que se situent les mécanismes qui déterminent la nature et les caractéristiques des éléments qui constituent les dépôts sédimentaires. C'est également à cette interface que se déposent les sédiments et que la vie se développe. Il s'agit d'un lieu privilégié pour reconstituer l'histoire de la Terre.

2. Prise de conscience progressive de la longueur du temps

À l'idée d'une éternité divine et d'un temps terrestre court, qui ne permet que des phénomènes de destruction à la surface du globe, s'oppose, à partir des observations de terrain, la nécessité d'une durée longue, seule explication à la diversité, l'importance, la complexité des roches.

2.1 L'ÂGE BIBLIQUE ET UNE HISTOIRE DE LA TERRE LIÉE AU TEMPS CYCLIQUE

Il est classique de citer l'âge de formation de la Terre calculé par James Ussher (1581-1656) : le 23 octobre 4004 avant J.-C. à midi. Le mode d'obtention de cette date est détaillé par Gould (1996). Il s'agit, depuis le texte de la Genèse jusqu'à la naissance du Christ, d'utiliser les chroniques de la Bible qui donnent des âges des personnages bibliques, la longueur des règnes de certains rois, ou des événements connus de la période des rois en les reliant à des épisodes connus dans d'autres civilisations contemporaines. Ussher arrive donc à une estimation qui est admise par la majorité des chercheurs de son époque, d'autant plus que la date de 4004 concorde avec la plus importante des métaphores chronologiques, la comparaison souvent faite des 6 jours de la création avec les 6000 ans prévus pour la durée de la Terre. « Mais voici un point, très chers, que vous ne devez pas ignorer : c'est que devant le Seigneur, un jour est comme mille ans et mille ans comme un jour » (Saint Pierre, deuxième épître, 3, 8). Comme on savait que Hérode était mort en 4 avant J.-C., Jésus ne pouvait être né plus tard que l'an 4 avant J.-C.

Cette datation est souvent présentée de façon condescendante, pour mieux mettre en relief, la qualité des mesures

d'âges faites depuis et des progrès réalisés depuis 1650, date à laquelle Ussher publie ses « *Annales de l'Ancien Testament, retracées depuis l'origine du monde* ». Il convient cependant de prendre conscience que Ussher n'avait pas à prouver l'existence de Dieu, qui était une évidence à son époque. Il s'agissait de faire un travail scientifique de datation de la création de la Terre à partir d'un postulat de base admis par tous, puis de travailler sur des données. En cela, il agit de la même manière que la recherche scientifique actuelle, pour laquelle certains postulats de base sont évidents et servent de base à toutes les interprétations, jusqu'à ce que ce postulat à son tour semble obsolète.

Entre 1680 et 1690, Thomas Burnet, pasteur anglican, publie en quatre volumes sa « *Théorie sacrée de la Terre* » (*Telluris theoria sacra*) qui est une des premières tentatives de reconstitution de l'histoire de la Terre, faisant appel à la fois aux Saintes Ecritures et à la raison (c'est-à-dire les faits naturels), mais en prenant toujours pour base l'infaillibilité de la Bible.

La Terre naît du Chaos pour donner, par rassemblement des particules, « la Terre de l'époque du Paradis », caractérisée par l'absence de relief, par des fleuves allant

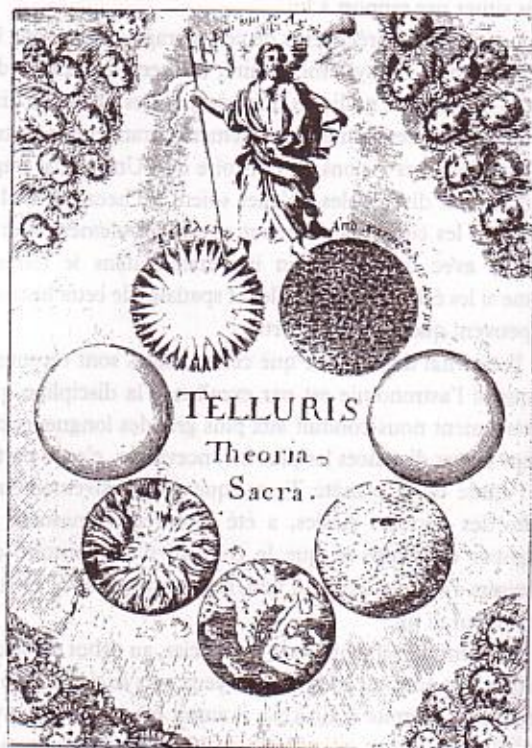


FIGURE 4.1. UNE VISION DE L'HISTOIRE DE LA TERRE QUI INSCRIT LE TEMPS CYCLIQUE DANS UN TEMPS ÉTERNEL. Frontispice de l'édition princeps de *Telluris theoria sacra* de Thomas Burnet.

depuis les latitudes élevées vers les tropiques où ils s'assèchent. Cette Terre tournait de façon parfaite autour d'un axe fixe et le paradis, qui se trouvait à une latitude moyenne, bénéficiait d'un printemps permanent. L'intérieur de la Terre était constitué de l'extérieur vers l'intérieur par une fine croûte superficielle lisse, puis par les eaux (qui lorsque la croûte sera cassée, donneront les eaux du déluge), puis par une partie centrale faite de matériaux plus denses.

Le déluge correspond à la rupture de la pellicule solide superficielle. Après cela, la Terre prend son aspect actuel : elle correspond à un champ de ruines faites des morceaux de cette croûte primitive, avec des zones en creux qui correspondent aux océans, et des zones en relief qui sont les montagnes. Depuis ce temps (récent), les seules modifications de la surface du globe ne sont dues qu'aux phénomènes d'érosion.

L'évolution future de la Terre peut être déduite des textes bibliques. Ainsi que l'ont annoncé les prophètes, la Terre brûlera et, à partir des cendres et de la suie, retrouvera sa forme lisse. Après, viendra le temps du jugement dernier qui permettra aux justes de monter au ciel. La Terre, qui ne servira plus de demeure aux humains, deviendra une étoile.

On constate que cette vision de l'histoire de la Terre permet de concilier l'âge biblique de la Terre (et de l'Homme) avec l'éternité. Il s'agit d'un temps cyclique inscrit dans un temps éternel.

2.2 LA CONQUÊTE PROGRESSIVE DU TEMPS LONG

Tout au long du XVII^e siècle et dans la première partie du XVIII^e siècle, de nombreux écrits indiquent à la fois une prise de conscience de la nécessité d'un temps long pour expliquer les observations de la nature, ainsi que de nombreuses discussions sur la manière d'interpréter les textes bibliques et plus particulièrement le déluge, non plus de manière littérale, mais en cherchant à donner un sens allégorique à ces textes. Les « jours » de la genèse peuvent être considérés comme des périodes longues découpant les temps géologiques; les découvertes paléontologiques sont la confirmation des phases de création de la vie telles qu'elles sont indiquées dans ce même texte. Le lecteur intéressé peut consulter des ouvrages qui font le point de cette évolution des concepts (Gould, 1990 ; Ellenberger, 1994). Des tentatives de calcul de l'âge de la Terre commencent à être faites. On peut citer celles de Buffon qui pensait que la Terre aurait 75 000 ans et peut-être même 3 Ma en se basant sur la vitesse de refroidissement de boulets chauffés à blanc. En cela, il admet la théorie de la formation de la Terre par refroidissement progressif d'une masse en fusion,

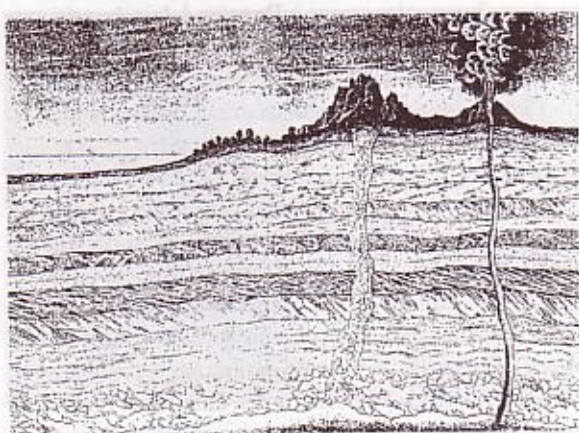


FIGURE 4.2. REPRÉSENTATION DES INTÉRIEURS DE LA TERRE, TELS QU'ON LES IMAGINAIT DANS LA SECONDE MOITIÉ DU XIX^e SIÈCLE : une « mer de feu », surmontée d'une croûte solide d'une épaisseur de 50 kilomètres environ. (Collection particulière de M. Hervé, librairie Le Jardin des philosophes, Paris).

ce qui explique à la fois le volcanisme, la formation des montagnes et l'augmentation progressive des températures en descendant dans les puits de mines.

À la suite de Hutton, Lyell vers 1830, introduit le concept d'un monde à l'état d'équilibre, sans évolution, éternel, dans lequel règnent l'actualisme et l'uniformitarisme, c'est-à-dire dans lequel les événements se sont toujours produits de la même manière et avec la même intensité qu'actuellement.

Dans l'impossibilité de mesurer la longueur du temps, ces travaux se contentent d'en affirmer la longueur. C'est par la notion d'évolution irréversible du monde vivant que va s'affirmer progressivement le temps linéaire marqué par des événements géologiques qui permettent de le subdiviser.

3. La théorie de l'évolution et la flèche du temps

Le 24 novembre 1859 parut la première édition de l'ouvrage de Charles Darwin : *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life*. Ce livre, dont le titre dans les traductions françaises est *L'origine des espèces*, correspond à une transformation profonde de la vision de la Terre et de la durée de son histoire. Il est associé à la naissance de la géologie. La théorie de l'évolution (initialement nommée « descendance avec modification ») qui y est exposée n'est

pas à attribuer uniquement à Darwin. À la même époque Wallace aboutit à une théorie identique et c'est par crainte de se voir devancé que Darwin rédige en hâte son ouvrage.

Cette théorie repose sur deux principes. Le premier, dit de « variation », veut que dans toutes les espèces, les descendants d'individus donnés diffèrent un peu de leurs parents et de leurs frères et sœurs. Le second principe, dit de « sélection », est qu'une partie seulement de ces descendants atteindront l'âge de la reproduction. Leur survie dépend de leur capacité d'adaptation à un milieu aux ressources limitées. Quand ce milieu change, les espèces les moins adaptées (et les plus malchanceuses !) disparaissent. Avec le temps, les proportions des différentes variétés au sein d'une espèce donnée évoluent et les espèces elles-mêmes se transforment.

Cette théorie et ses modifications jusqu'à nos jours sont discutées dans une autre partie de cet ouvrage (cf. p. 523). On se bornera ici à dégager quelques conclusions issues de cette théorie, qui concernent le temps et l'histoire de la Terre.

3.1 L'ÉVOLUTION SE FAIT LENTEMENT ET LES TEMPS GÉOLOGIQUES SONT LONGS

Pour étayer sa théorie, Darwin consacre deux chapitres à « l'insuffisance des archives géologiques » (chapitre 9) et à la « succession géologique des êtres organisés » (chapitre 10).

Dans celui sur l'insuffisance des archives géologiques, un long développement est intitulé « Du laps de temps écoulé » et a pour but de démontrer, à partir des données géologiques disponibles à cette date, la longueur du temps, condition absolument vitale pour que la théorie de l'évolution soit plausible. Les citations suivantes prouvent cette nécessité aux yeux de Darwin.

« Il me serait difficile de rappeler au lecteur qui n'est pas familier avec la géologie les faits au moyen desquels on arrive à se faire une vague et faible idée de l'immensité de la durée des temps écoulés. Quiconque peut lire le grand ouvrage de sir Charles Lyell sur les Principes de Géologie, auquel les historiens futurs attribueront à juste titre une révolution dans les sciences naturelles, sans reconnaître la prodigieuse durée des périodes écoulées, peut fermer ici ce livre. »

Puis Darwin se risque à proposer une durée des temps géologiques à partir de la vitesse de dénudation des terrains du Weald (formation géologique de faciès continental ou côtier, présente dans le sud de l'Angleterre), étudiés par le géologue Ramsay, et attribués à la dernière période du Crétacé.

« J'en conclus que, dans les circonstances normales, une dénudation d'un pouce par siècle sur toute la longueur d'une falaise de 500 pieds de haut serait une estimation suffisante. À cette vitesse, d'après ces données, la dénudation du Weald a dû exiger 306 662 400 ans, disons 300 millions d'années. »

« ...D'autre part, pendant des oscillations de niveau... la surface a dû exister pendant des millions d'années sous forme de terre ferme, et échapper ainsi à l'action de la mer ; de même, lorsqu'elle a été profondément immergée durant des périodes probablement tout aussi longues, elle aura de même échappé à l'action des vagues. De sorte que fort probablement il s'est écoulé une période bien supérieure à 300 millions d'années depuis la dernière période de l'ère secondaire. »

« Je me suis un peu étendu sur ce sujet parce qu'il me semble très important de parvenir à nous faire une idée, si imparfaite qu'elle soit, de la durée du temps géologique. Durant chacune de ces années, dans le monde entier, terre et eau ont été peuplées par des myriades de formes vivantes. Quel nombre infini de générations, inconcevables par notre esprit, ont dû se succéder pendant que passaient lentement les années ! »

3.2 L'ÉVOLUTION EST IRRÉVERSIBLE ET DONNE UNE FLÈCHE AU TEMPS

Les idées majeures sont énoncées dans la présentation de son chapitre consacré à la succession géologique des êtres organisés : « apparition lente et successive des espèces nouvelles, leur différente vitesse de transformation ; les espèces éteintes ne réapparaissent plus ». Ce qui signifie clairement que, au cours d'un temps très long, les espèces se succèdent à la surface de la Terre, pour disparaître et ne plus pouvoir être jamais identiques. Une espèce est donc un repère sur la ligne de déroulement du temps. Ce dernier est irréversible. Les études paléontologiques sont un moyen de raconter l'histoire de la Terre :

"Il me semble... que toutes les lois établies par la paléontologie proclament clairement que les espèces sont le produit de la génération ordinaire, et que les formes anciennes ont été remplacées par des formes nouvelles et perfectionnées, produites par les lois de variation qui sont à l'œuvre autour de nous et préservées par la sélection naturelle."

3.3 L'ÉVOLUTION N'A PAS DE BUT, N'EST PAS DIRIGÉE ET EST LIÉE À L'HISTOIRE DE LA TERRE

La théorie de l'évolution insiste sur l'importance de la sélection naturelle qui est liée aux variations du milieu naturel. Ainsi, les variations irréversibles des espèces constatées au cours du temps reflètent les grandes modifications qui ont eu lieu à la surface du globe. Non seulement les fossiles permettent de donner un sens et de subdiviser le temps, mais encore ils enregistrent l'histoire de la surface de la Terre dans les séries sédimentaires. Cette contingence des mécanismes d'évolution s'oppose à une finalité de ces mécanismes. Cet aspect de la théorie de l'évolution est certainement celui qui a fait l'objet du plus de discussions et rencontre encore des oppositions. Ce point est approfondi dans une autre partie de ce manuel (cf. p. 538). Il faut cependant ici souligner que le fait de considérer l'évolution comme une théorie, ce qui est encore souvent le cas, permet

de proposer, au nom d'arguments d'« équité », que d'autres théories, et en particulier des théories « créationnistes » soient enseignées au même titre. Dans un de ses discours, le Président Reagan disait : « La théorie de l'évolution est une théorie scientifique comme une autre. Les biologistes ne la considèrent plus comme aussi infaillible que dans le passé. Mais si on doit l'enseigner dans les écoles, je crois que la version biblique de la création doit aussi être enseignée dans les écoles. »

Admettre la longueur du temps géologique, prendre conscience de modifications successives des paysages et d'une évolution des êtres vivants à la surface du globe qui leur est liée, conduit tout naturellement à vouloir reconstituer l'histoire de la Terre, inscrite dans les roches superposées.

4. Causes actuelles-causes anciennes : « Le présent est la clé du passé »

C'est en admettant que les événements se sont toujours faits de la même manière et avec la même intensité que l'on reconstitue progressivement l'histoire de la Terre.

Cayeux, en 1941, écrit de manière désabusée : « Depuis un siècle, la géologie s'est développée sous l'emprise de la théorie des Causes actuelles, conçue et propagée par Ch. Lyell, pour réagir contre la théorie des cataclysmes de Cuvier ». Comment ne pas remarquer dans cette phrase les termes d'« emprise » et de « propagée » qui indiquent le caractère passionnel d'un débat qui a agité fortement la communauté des sciences de la Terre dans la première partie du XIX^e siècle et qui a conduit Cayeux à publier « Causes actuelles et causes anciennes en géologie » afin de s'insurger contre le dogmatisme acquis par cette conception ? À notre époque, la conception actualiste est admise le plus souvent implicitement, ou fait l'objet d'un petit appendice qui avertit incidemment le lecteur que le principe d'uniformitarisme peut souffrir quelques exceptions, mais que néanmoins l'observation et la compréhension de la nature actuelle restent la base du travail de l'historien de la Terre.

C'est Hutton, qui, le premier, a proposé que les phénomènes géologiques puissent être expliqués par l'étude des mécanismes actuels. C'est cependant à Lyell (1830) que l'on doit la formulation du postulat de base de l'actualisme :

« Les anciens changements produits à la surface de la Terre sont dus à des causes analogues, quant à la nature et à l'intensité, à celles qui agissent de nos jours. »

Les temps étant longs, sinon infinis, l'action lente et continue des mécanismes qui agissent de nos jours, est suffisante pour expliquer le passé : « le présent est la clé du



a)



b)

FIGURE 4.3. « LE PRÉSENT EST LA CLÉ DU PASSÉ ». la photographie 4.3 a représente des fentes de dessiccation actuelles qui résultent de la fissuration par assèchement de boues fines imbibées d'eau. Ces figures traduisent un mécanisme se faisant à l'air libre. La photographie 4.3 b est celle de figures sédimentaires présentes dans des terrains d'âge Rhétien. Les contours polygonaux sont de nature dolomitique alors que les parties planes sont marneuses. L'interprétation de ces figures par comparaison avec l'actuel permet de conclure à l'émersion de ces terrains rhétiens.

(Photographies M. Hoffert)

passé ». Le principe proposé par Lyell est d'abord une réaction contre les théories des « catastrophistes » qui, pour justifier les observations géologiques et la brève durée de la Terre, concevaient les visages successifs de la Terre, comme le résultat de l'action de phénomènes catastrophiques, dont le plus connu serait le déluge. Il convient de préciser les bases de la théorie de l'« uniformitarisme » telle que la concevait Lyell et de les discuter.

4.1 UNIFORMITÉ DES LOIS NATURELLES DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE

Il s'agit d'une affirmation *a priori* que les scientifiques doivent poser s'ils veulent analyser les phénomènes naturels. « Si le passé n'est pas stable, si Dieu peut violer à volonté les lois de la nature, la connaissance scientifique est impossible. » (Cayeux). Dans la théorie du « Big Bang », ces lois de la physique sont valables à partir de 10^{-44} s du moment de la « création » de l'Univers (cf. p. 23).

4.2 UNIFORMITÉ DES PROCESSUS AU COURS DU TEMPS

Les processus qui modèlent actuellement la face de la Terre doivent pouvoir être invoqués pour expliquer les événements du passé. Pour les catastrophistes, il fallait bien sûr toujours donner la préférence à ces processus, mais comme seuls les processus actuels peuvent être observés, pour expliquer certains événements, il faut faire appel à des causes aujourd'hui disparues ou très affaiblies dans leur action.

Les débats actuels sur la ou les causes de la crise « Crétacé-Tertiaire » ont remis à l'ordre du jour les débats sur l'uniformité des processus. Invoquer des chutes de météorites ou une crise unique en intensité du volcanisme est une manière de s'opposer, au moins partiellement, à ce principe.

4.3 UNIFORMITÉ DE RYTHME OU GRADUALISME

Les transformations géologiques sont lentes, progressives et continues, non cataclysmiques ou extrêmes. Cela n'exclut pas l'existence de phénomènes brutaux et spectaculaires (inondations, séismes, éruptions volcaniques...), mais ces cataclysmes sont géologiquement très localisés et ne peuvent pas se produire avec une fréquence et une intensité supérieure à celles que nous leur connaissons actuellement.

4.4 REMARQUE

Les trois types d'uniformité précédents sont toujours à la base du principe d'actualisme. Lyell ajoutait un quatrième type d'uniformitarisme, dont on sait aujourd'hui qu'il est faux : le principe d'« uniformité de configuration » : la Terre est restée fondamentalement la même depuis sa création. Citons le commentaire qu'en fait Cayeux :

« Cette affirmation empirique et dans une large mesure, incorrecte, était la plus chère au cœur de Lyell qui supposait, pour concilier sens de l'histoire et dynamique de l'équilibre, que les fossiles connus ne représentaient qu'une partie d'une "grande année", cycle grandiose qui reprendra quand "l'énorme iguanodon fera de nouveau son apparition dans les forêts, et l'ichthyosaure dans les mers, pendant que le ptérodactyle volera à nouveau sous les futaies de fougères arborescentes". »

On voit ici la conception du temps cyclique qui se surajoute à l'absence d'évolution irréversible des espèces vivantes. Le principe d'« actualisme » était donc associé à la notion d'éternité, d'éternel recommencement, pour Lyell.

4.5 UNE BRÈVE DISCUSSION SUR LE PRINCIPE : « LE PRÉSENT EST LA CLÉ DU PASSÉ »

Ce principe place le présent au centre de toute reconstitution d'un paysage ancien, considère que l'intensité des phénomènes anciens a toujours été identique à celle des mécanismes actuels, affirme que des organismes anciens qui ressemblent à des organismes actuels vivaient dans des milieux identiques. Bref, il affirme que la Terre a toujours eu son aspect actuel. On retrouve l'« uniformité de configuration » chère à Lyell. Conçu en réaction à la théorie des catastrophes, ce principe est devenu un postulat, rarement énoncé tellement il paraît évident, encore plus rarement discuté.

On se bornera ici, à l'appui de Cayeux, à indiquer quelques limites à ce principe.

4.5.1 De nombreuses roches, abondantes dans les séries géologiques, ne semblent plus se former actuellement, ou dans des proportions très différentes

« ...Le fond des mers anciennes a engendré une foule de silex, alors qu'à l'heure actuelle tout se passe comme si les conditions du milieu sous-marin étaient impropres à la concentration de la silice organique. Il y avait donc au temps de la formation de la craie, et autres sédiments plus ou moins calcaires, des phénomènes sous-marins appelés à jouer un rôle capital dans l'histoire de la silice, et qui ne se manifestent pas de nos jours. » (Cayeux)

Il est aisé de citer des formations géologiques, comme les minerais de fer oolitiques, les phosphates, ou encore dans des séries très anciennes des roches qui n'ont pas d'équivalents récents. La découverte, en 1969, de roches volcaniques singulières liées aux parties les plus anciennes du globe, les komatiites, pose le problème de l'explication de manifestations volcaniques qui n'existent plus actuellement et qui sont issues de fusions partielles plus intenses que celles connues actuellement.

4.5.2 Le « présent » n'est pas représentatif des temps anciens

Les phénomènes post ou interglaciaires actuels sont géologiquement anormaux. Les périodes durant lesquelles des manifestations glaciaires sont connues à la surface de la Terre forment moins de 2 % de l'histoire géologique depuis le début de l'ère primaire.

Les phénomènes actuels sont caractérisés par des excès des activités périglaciaires, désertiques, éoliennes, associées à des orogénèses. En aucune manière, la surface actuelle de la Terre ne peut évoquer, par exemple, les paysages carbonatés de l'ère secondaire.

« En l'état actuel de nos connaissances, il faut considérer que le Quaternaire a été une période dont les rythmes climatiques ont été exceptionnels et apparemment uniques. On ne dispose pour l'heure d'aucun élément permettant d'infirmer cette affirmation, ni pour expliquer d'ailleurs une telle singularité, si singularité il y a. » (Allègre, 1992)

4.5.3 Il n'est possible de reconnaître dans l'ancien que les milieux actuels ou des mécanismes physico-chimiques identifiés

• S'il est possible à un géologue de reconnaître un environnement glaciaire dans une série géologique ancienne, c'est parce que ce milieu est observable actuellement. Si des environnements sédimentaires anciens n'existent pas dans l'actuel, il sera impossible de les identifier. Il est vraisemblable que l'on assimile des milieux spécifiques anciens à des milieux actuels qui en présentent des caractéristiques voisines.

• La découverte récente des sources hydrothermales associées aux dorsales océaniques a permis de caractériser un nouvel environnement sédimentaire, avec des dépôts spécifiques et un écosystème associé qui lui est propre. Il est possible à présent d'identifier cet environnement dans les séries anciennes.

4.5.4 La comparaison entre actuel et ancien ne peut se faire que sur ce qui est conservé dans l'ancien

c'est-à-dire des documents incomplets, déformés par la diagenèse et peut-être non représentatifs des conditions réelles moyennes existantes dans cette partie de l'ancien.

4.5.5 Des modifications irréversibles caractérisent l'histoire de la Terre

Il suffit d'évoquer la formation progressive des continents, les changements de la composition de l'atmosphère, l'occupation progressive de la plupart des milieux par la vie. Les conditions actuelles de la surface de la Terre ne peuvent plus être identiques à celles qui existaient à différentes époques anciennes.

Ces modifications qui résultent de l'évolution de la Terre sont associées à des modifications liant la planète Terre aux modifications de l'Univers. À titre d'exemple, la vitesse d'éloignement de la Lune par rapport à la Terre est actuellement estimée à 3,7 cm par an (cf. p. 54). Une position plus proche, au cours des temps géologiques, de la Lune par rapport à la Terre, induit certainement des effets géologiques, tels les intensités des marées et la durée du mois lunaire, la durée du jour et le nombre de jours dans l'année.

4.5.6 Des extinctions massives des espèces sont connues au cours des temps géologiques, comme celle de la fin de l'ère primaire, ou encore celle de la limite Crétacé-Tertiaire

Ces crises biologiques ne peuvent s'expliquer que par une cause très intense et subite, c'est-à-dire catastrophique

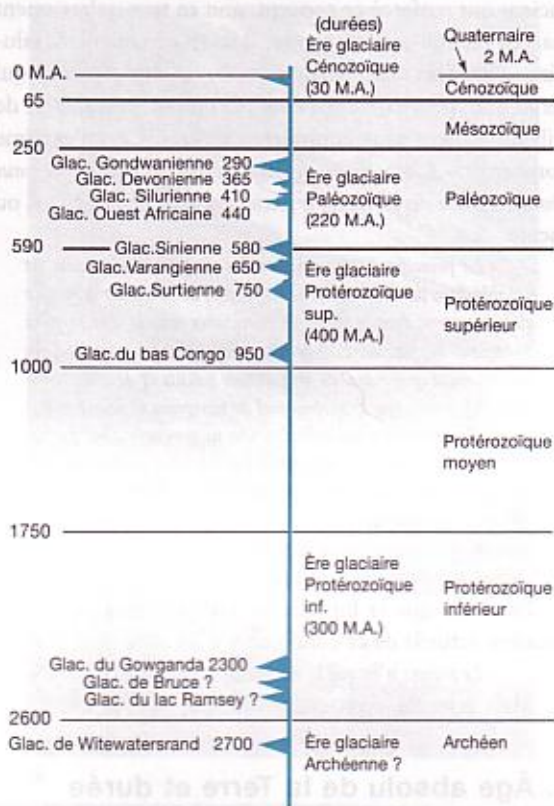


FIGURE 4.4. RÉPARTITION DANS LE TEMPS DES PÉRIODES ET DES ÈRES GLACIAIRES. On constate que les périodes géologiques durant lesquelles des glaciations importantes (analogues à celles de l'ère actuelle) existaient, sont peu abondantes. L'image actuelle de la Terre n'est donc pas représentative de l'ensemble des temps géologiques.

(D'après J.N. Proust, 1990)

ou une conjonction de causes d'intensités moindres (et peut être progressives) qui en se surajoutant aboutissent également à une conséquence catastrophique (du moins pour les espèces vivantes qui la subissent). La notion de catastrophe doit être reconsidérée, à la fois dans les causes qui les produisent et les effets (locaux ou globaux) qu'elles engendrent.

4.5.7 En guise de conclusion au concept « causes anciennes-causes actuelles »

Ce concept, arme créée par les géologues partisans d'une évolution de l'histoire de la Terre progressive et de manière analogue à ce qui se passe actuellement, en réaction aux partisans de la théorie des catastrophes, est devenu progressivement un dogme. Les développements récents de la sédimentologie comparée des milieux actuels et

anciens ont renforcé ce concept, non en tant qu'argument mais en tant qu'outil de travail. Il serait certainement salubre d'en faire une analyse critique approfondie, qui permettrait peut-être de développer une sédimentologie de milieux anciens sans équivalents actuels. Ce qu'exprime Lombard : « *L'actualisme est une hypothèse stimulante pour aborder l'étude des formations anciennes mais rien de plus* », ou encore

« Le principe d'une comparaison du passé au présent est valable dans de nombreuses séries. Il perd de sa valeur à mesure qu'on remonte dans le passé, en particulier pour la signification écologique des faunes. L'état actuel de la planète est celui d'un lendemain d'orogénèse, de volcanisme ralenti et de glaciation. Il applique un apport exceptionnel de terrigènes et une diminution de la sédimentation calcaire. On ne trouvera donc pas les correspondants des dépôts carbonatés étendus et fossiles. Cet exemple montre que l'hypothèse actualiste est insuffisante ou en défaut. Il ne reste alors au géologue qu'à y suppléer par un raisonnement intuitif et tempéré de bon sens. » (Lombard, 1972, « séries sédimentaires » p. 46).

Peut-être que la formule de Debyser résume bien la situation actuelle de ce concept :

« Le présent n'est que la clé, mais pas la réplique du passé ».
Mais cette clé, n'est-elle pas unique ? (cf. p. 195).

5. Âge absolu de la Terre et durée des événements géologiques

5.1 QUELQUES MÉTHODES D'ESTIMATION D'ÂGE ABSOLU

En 1862, William Thomson (anobli sous le nom de Lord Kelvin), calcule qu'il a fallu entre 20 et 400 Ma pour que la croûte terrestre se forme et se refroidisse à sa température actuelle. Selon la conception commune de l'époque, il pense que la Terre était initialement formée de roches fondues, que sa surface s'est refroidie, puis solidifiée, mais que son cœur reste un océan magmatique, ce qui explique que sa température augmente avec la profondeur. Thomson calcule le temps nécessaire au refroidissement de la Terre entre son état initial et son état actuel. Il suppose que toute la chaleur du globe terrestre provient de la contraction gravitationnelle (et un peu du Soleil). Puis il détermine la conductivité thermique de la Terre, sa capacité calorifique et sa chaleur latente de fusion. Selon le deuxième principe de la thermodynamique, le refroidissement de la Terre a été régulier, l'énergie ayant diffusé dans l'espace vide et froid. En se basant sur les lois de conduction de la chaleur établies par Fourier il détermine l'évolution de la répartition des températures de la Terre, puis il améliore ses calculs en considérant la chaleur du Soleil et le frottement des marées et conclut que la Terre a entre 20 et 400 millions d'années. Il propose 98 Ma comme âge le plus probable.

Vers la même époque, l'astronome américain Newcomb et le physicien von Helmholtz calculent le temps nécessaire pour qu'une nébuleuse se condense en un astre de la taille du Soleil, sous l'action de la gravitation. Ils trouvent un âge de 100 Ma par deux méthodes indépendantes ce qui définit une limite supérieure pour l'âge de la Terre, en supposant qu'elle n'existait pas avant le Soleil.

Auparavant, Phillips (1860) estime que la Terre devait être âgée d'environ 96 Ma en se basant sur la vitesse imprécise de la formation des couches sédimentaires dans les rivières. En 1868, Geikie, directeur de l'observatoire écossais de géologie, déduit un âge de moins de 100 Ma, en étudiant les phénomènes d'érosion. En 1899, Joly de l'université de Dublin, propose un âge de 80 à 90 Ma. Il suppose que tout le sel de l'océan provient de l'érosion et de la dissolution de dépôts minéraux continentaux et que la concentration en sel de l'océan ne pouvait diminuer. En se basant sur les données les plus fiables concernant les quantités d'eau qui se déversent chaque année dans l'océan et concernant la quantité de sel transporté par unité de volume d'eau courante, il multiplie la salinité de l'océan par son volume total et divise le tout par l'augmentation annuelle de salinité.

5.2 LES DATATIONS RADIOMÉTRIQUES

La découverte de la radioactivité par Henri Becquerel date de 1896. En 1898, Marie et Pierre Curie isolent le polonium et le radium. En 1903, Pierre Curie et Albert Laborde annoncent que l'une des caractéristiques du radium est de dégager tant de chaleur qu'il garde une température plus élevée que la matière qui l'entoure. Puis la mise en évidence de radium dans les roches conduit à la conclusion que la chaleur dégagée par la Terre ne vient pas uniquement de sa condensation initiale, ce qui annule les interprétations de Kelvin.

En 1902 et 1903, Ernest Rutherford et Frederick Soddy établissent que la radioactivité est la transmutation spontanée d'un élément chimique en un autre et qu'elle correspond à l'expulsion de particules par des noyaux qui se transforment en noyaux de formes plus stables. Ces désintégrations radioactives se font à un rythme relatif constant, indépendamment des conditions extérieures, et à un taux spécifique pour chaque isotope radioactif. C'est sur ces bases que Rutherford est le premier à calculer des âges absolus des roches et obtient en 1905 un âge de 140 Ma sur un minéral riche en uranium. En 1910, Strutt obtient des âges de 700 Ma, alors que dès 1907, Boltwood mesure des âges s'échelonnant entre 410 et 2200 Ma. Cependant, ces valeurs font l'objet de nombreuses critiques et discussions, et ne sont que très progressivement, et avec beaucoup de réticence, admises par les géologues.

Pierre Termier, dans une conférence faite en 1919 sur « les grandes énigmes de la géologie » proclame :

« Il y a, entre les résultats fournis par les trois procédés de la méthode radioactive, un accord qui, sans être parfait, ne laisse pas d'être impressionnant. Barrell en a tiré, en 1917, un tableau de durées probables que je résumerai en ces trois lignes.

- L'ensemble du Quaternaire et du Tertiaire aurait duré de 55 à 65 millions d'années ;
- le Mésozoïque, de 135 à 180 millions d'années ;
- le Paléozoïque (sans remonter au delà du Cambrien), de 360 à 540 millions d'années.

Tout cela est vraisemblable, et cependant très incertain. Retenons simplement que les évaluations auxquelles on se tenait il y a vingt ans doivent être fortement majorées. Les temps géologiques comprennent probablement quelques centaines de millions d'années, et non pas seulement quelques dizaines de millions.

Quant aux temps qui ont précédé la Vie et que j'appelle les temps cosmiques, rien, absolument, ne nous donne la moindre idée de leur durée formidable. »

On constate que Termier sépare les âges géologiques et l'âge de la Terre. Ce dernier ne sera déterminé qu'en 1953 par Patterson qui l'estime à 4,55 milliards d'années à partir de mesures faites sur des météorites. Ultérieurement, les plus vieilles roches sédimentaires – la série d'Isua du Groenland occidental – sont datées de 3,76 milliards d'années. Elles sont contemporaines du refroidissement et de la stabilisation de la croûte terrestre. Les plus vieux restes morphologiques de vie, des stromatolites (sortes de tapis de sédiments amalgamés par l'activité des bactéries et des algues bleues) et de véritables cellules ont été trouvées dans des sédiments datés de 3,5 à 3,6 milliards d'années, en Afrique et en Australie.

Bien entendu, il est nécessaire d'intégrer l'histoire de la Terre dans celle de l'Univers, mais ceci est une autre histoire qui a fait l'objet de la partie précédente.

6. L'organisation en strates des roches sédimentaires

Toutes les roches sédimentaires, à toutes les époques géologiques, sont organisées en unités discontinues : les **séries**.

6.1 L'OBSERVATION D'UN AFFLEUREMENT PLURIMÉTRIQUE DE ROCHES SÉDIMENTAIRES

(Carrière, coupe...) permet de constater que l'accumulation de ces roches ne se fait pas de façon continue, mais qu'elle correspond à la superposition d'« unités » de nature, d'épaisseur et de forme variables. Il s'agit en fait de l'empilement de « couches » de roches dont l'épaisseur unitaire



a)

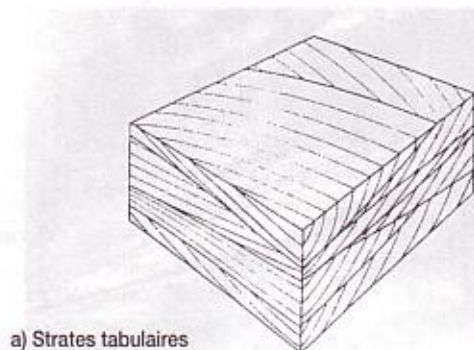


b)

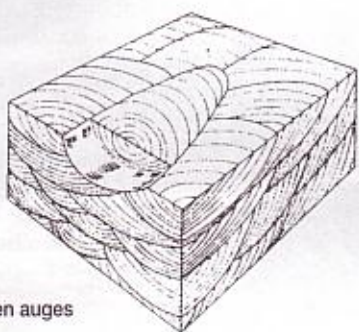
FIGURE 4.5. DIFFÉRENTS ASPECTS DE L'ORGANISATION EN UNITÉS DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES. La photographie 4.5 a est un exemple d'organisation verticale des séries sédimentaires dans la « molasse » suisse (affleurement de la Sarine, Fribourg). Des surfaces limites, bien visibles, délimitent des unités plurimétriques qui, elles-mêmes, sont subdivisées en unités d'épaisseur beaucoup plus petites. On constate latéralement que l'épaisseur des unités délimitées par des surfaces limites varie fortement. (Photographie M. Hoffert).

La photographie 4.5 b correspond à des séries sédimentaires, datées de l'Hauteriviens, de la région de Dieulefit (carte p. 243). Elles sont caractérisées par le fait d'être constituées par la superposition « régulière » de strates, sur plusieurs centaines de mètres. À propos de telles superpositions, on parle de « séries rythmiques ».

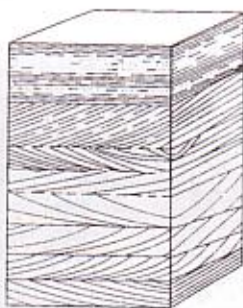
(Photographie Hubert Lorentz)



a) Strates tabulaires



b) Strates en auge



c) Strates en chevrons



d) Dépôts de tempête

est très variable : de quelques centimètres à quelques mètres. Ces « couches » déposées les unes sur les autres peuvent avoir des aspects (couleur, dureté à l'altération, finesse des grains...) extrêmement variables. Si, la plupart du temps, ces "couches" sont proches de l'horizontale en l'absence de déformations tectoniques importantes, elles peuvent présenter à l'affleurement d'autres dispositions géométriques. C'est ainsi qu'on parle de stratification entrecroisée ou lenticulaire.

On peut ainsi définir une première caractéristique des roches sédimentaires d'après l'observation à l'affleurement : il s'agit de la superposition d'unités de roches sédimentaires délimitées par des surfaces clairement définies à l'affleurement. Ces unités sont nommées strates.

6.2 L'OBSERVATION DE CAROTTAGES DE SÉDIMENTS RÉCENTS, NON ENCORE CONSOLIDÉS

permet de constater que si, comme pour les roches sédimentaires, il existe effectivement des variations brutales de nature et d'aspect des sédiments, la plupart des variations observées sont progressives, à l'opposé de ce que l'on observe dans les séries de roches sédimentaires. La transformation des sédiments meubles en roches sédimentaires correspond aux mécanismes de diagenèse. Ces mécanismes sont donc à l'origine de l'exacerbation des différences de nature des dépôts sédimentaires successifs, qui peuvent aboutir à l'existence des surfaces bien visibles à l'affleurement et qui limitent les strates. L'influence de la diagenèse (1.2.5, p. 183) sur la formation des strates est développée dans une partie consacrée aux limites des strates. Le fait que certaines limites bien marquées soient déjà visibles dans les sédiments meubles indique que d'autres mécanismes, contemporains du dépôt des sédiments, sont également à l'origine de ces surfaces limites des strates. Il est évident que les rôles respectifs de la sédimentation et de la diagenèse dans la formation ultérieure des strates dépend du milieu de dépôt considéré. Ainsi, dans un environnement proche du continent, où les variations d'apports peuvent être importantes, le rôle de la sédimentation sera primordial ; à l'opposé, en milieu océanique franc, la diagenèse aura une fonction accrue.

FIGURE 4.6. EXEMPLES DE STATIFICATIONS ENTRECROISÉES.

- a) strates tabulaires faites de litages obliques limités par des surfaces planes
- b) strates en auge faites de litages obliques limités par des surfaces en auge
- c) strates en chevrons faites de litages qui, verticalement, sont alternativement de sens opposé. (D'après Harms, 1975, Reineck et Singh, 1980)
- d) photographie d'un exemple de stratifications entrecroisées.

(Photographie G. Merzeraud)

5.3 LE CONCEPT DE STRATE DANS LA LITTÉRATURE GÉOLOGIQUE

La notion de strate est très ancienne. Cependant, il est curieux de constater que la définition du terme est peu précise et que dans beaucoup d'ouvrages actuels il est présenté comme étant équivalent de « couche », « banc », « lit », « niveau », « assise », « horizon ».

La définition de la strate la plus souvent proposée est celle que donne Lombard, en 1972, à l'issue d'une synthèse « des connaissances dispersées et fragmentaires relatives aux séries sédimentaires » dans son ouvrage : *Séries sédimentaires-Genèse-evolution*.

« Une strate est une unité de sédimentation comprise entre deux surfaces limites. Elle consiste en un dépôt de sédiments de structures diverses, mais accumulé pendant une phase continue... »

Une strate ou banc est un volume de sédiments dont on distingue deux formes majeures : tabulaire ou lenticulaire. Cette unité est limitée vers le haut et vers le bas par des surfaces caractérisées par leur forme, leurs accidents, leurs marques et leur origine. Ces surfaces sont souvent très nettes et forment alors une limite entre deux strates. Elles peuvent être remplacées par une fine zone de passage, de l'ordre de millimètre. Entre les surfaces limites se trouve la strate, appelée banc lorsqu'elle est mise en relief par l'altération de surface.

Elle est caractérisée par sa forme d'ensemble, ses surfaces, son litage, sa composition, sa composition lithologique et faunistique, la granulométrie, le classement, les structures et sa position dans une séquence. Tous ces critères sont exprimables sous forme quantitative.

Latéralement, une strate peut s'épaissir, se réduire, passer à un joint, se dichotomiser, s'intriquer ou passer à un faciès différent. Sa réduction d'épaisseur résulte de non déposition ou d'érosion. Elle peut être locale, étranglée ou définitive.

Pour pouvoir discuter cette conception de la strate, il faut y rajouter la définition que donne Lombard de l'« interstrate » :

« Une interstrate est un cas particulier de la stratification. C'est une couche généralement plus mince que les strates, en matériel argilo-marneux ou schisteux à caractère résiduel. À l'altération, elle forme un rentrant et se nomme un joint. Une interstrate peut être réduite à zéro. On a alors un joint sec avec strate sur strate. Du point de vue génétique, une strate résulte d'une phase active de dépôt alors que l'interstrate se forme pendant des périodes de ralentissement et de passivité. »

L'intérêt majeur de ce texte est de réunir la plupart des termes utilisés par divers auteurs et cités dans divers manuels. On constate que :

- strate et banc sont synonymes, mais le terme « banc » ne peut être attribué qu'à partir de l'observation de l'affleurement, puisqu'il y apparaît en relief à l'altération.
- une strate n'est définie ni par sa nature, ni par son épaisseur, mais par ses surfaces limites.
- une interstrate, elle, correspond à une nature lithologique (argilo-marneuse ou schisteuse) et est « généralement

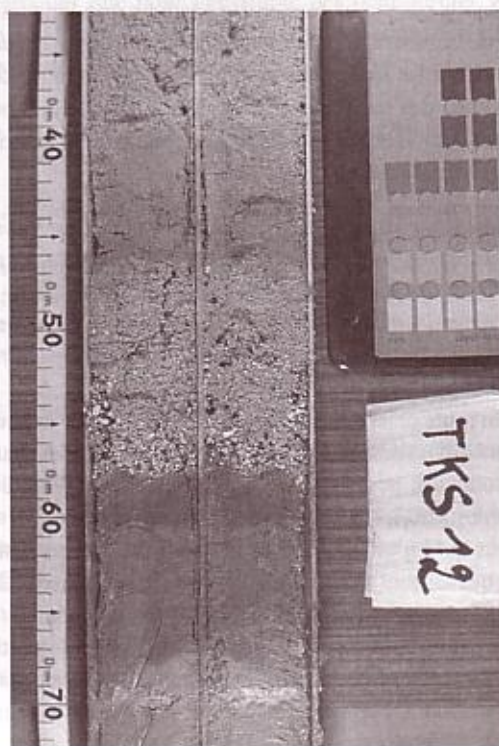


FIGURE 4.7. EXEMPLE DE VARIATIONS LITHOLOGIQUES ET DE VARIATIONS DE COULEUR DÉCELABLES DANS UNE CAROTTE DE SÉDIMENT OCÉANIQUE MEUBLE. Ce fragment de carotte de sédiment océanique a été prélevé dans l'Océan Pacifique. Il permet de voir deux types de limites dans des sédiments actuels. Une surface érosive se situe vers 58 cm. Elle est surmontée par un dépôt sableux granoclassé constitué de fragments d'organismes, de micro-organismes, ainsi que de fragments volcaniques. Cela évoque une mise en place rapide, précédée par une phase érosive, vraisemblablement sous l'action d'un courant océanique profond.

On distingue également des variations progressives de couleur qui traduisent des modifications de composition. Il est possible qu'après diagenèse, de telles variations progressives soient plus marquées et puissent aboutir à des limites de strates.

(Photographie. M. Hoffert)

- plus mince que les strates » ; en même temps, elle forme un rentrant à l'affleurement, ce qui permet de l'identifier.
- un joint, même quand il est sec, est une interstrate.

Il est très important de constater qu'une connotation très différente est attribuée à la strate et à l'interstrate :

- la strate est « active » par son mode de dépôt,
- l'interstrate est « passive » et correspond à un ralentissement.

On n'a pas voulu donner des citations trop longues du texte de Lombard, mais il est significatif de constater que le texte décrit les faunes des strates et des interstrates (toujours dans des milieux marins, ce qui implique que pour l'auteur, strates et interstrates sont nécessairement associées à cet environnement) et il précise :

« la faune (des strates citées) est avant tout benthique, vivant en eau oxygénée, éclairée, mobile, chaude... »

« la finesse des sédiments (des interstrates) et leur caractère résiduel indiquent un milieu tranquille, éloigné des sources, s'accumulant lentement... Le benthos est rare car – sauf en milieu de plate-forme – le milieu est peu aéré, réducteur, sans lumière, avec des sols inhabitables. »

En toute objectivité, la question peut se poser de savoir si Lombard n'aurait pas une petite préférence pour les strates.

Lombard, pour la strate, utilise les termes d'unité de *sédimentation*, puis de volume de *sédiments*. Il est curieux qu'il n'utilise pas le terme de roches sédimentaires alors que ce sont elles qu'il observe à l'affleurement. Cela signifie que pour lui, la strate existe dès le moment du dépôt. Le rôle éventuel de la diagenèse dans la formation de strates n'est pas envisageable pour l'auteur. C'est clairement par des apports différents qu'il faut, d'après lui, expliquer l'origine des strates.

6.4 TERMINOLOGIE DE DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS SÉDIMENTAIRES

Les concepts de la stratigraphie et les nomenclatures de descriptions des séries sédimentaires ont été élaborés à partir de terrains sédimentaires qui correspondent le plus souvent à des milieux marins peu profonds. Ils ne sont pas représentatifs de la majorité des milieux de sédimentation actuels (en particulier le domaine océanique profond), ni des milieux de sédimentation anciens qu'il s'agit de reconstituer.

La description des strates, telle que la propose Lombard est celle d'un géologue de terrain, elle est basée sur des terrains qui correspondent à un ancien domaine marin relativement peu profond et caractérisé par des appareils détritiques.

Pour un géologue de terrain, les termes de strate, de banc, d'interbanc, de joint... évoquent les nombreux affleurements sédimentaires qu'il a eu l'occasion de voir et d'étudier. L'expérience lui confirme les définitions les plus souvent admises pour ces termes. Les « couches » sont caractérisées par le fait que la mise à l'affleurement met en relief certaines d'entre elles, en creux celles dont le matériel constitutif est moins résistant à l'érosion. Il connaît bien la

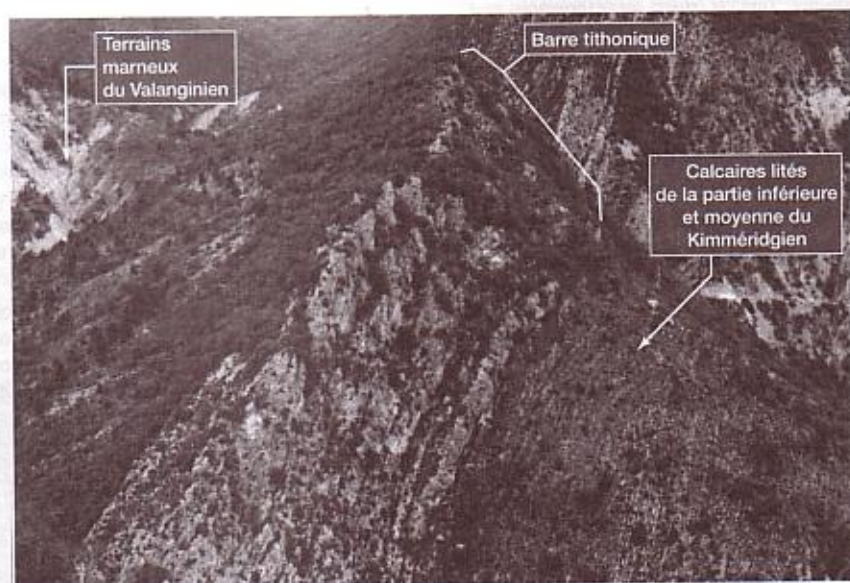


FIGURE 4.8. LA « BARRE TITHONIQUE ». Dans le paysage des chaînes subalpines méridionales, en Diois, une « barre » forme l'armature du paysage. Il s'agit de la barre calcaire « Tithonique » qui, du point de vue stratigraphique correspond à la partie supérieure de l'étage Kimméridgien et à l'étage Portlandien (rebaptisé récemment Tithonien). On constate que les séries situées dans la partie droite de la photographie sont constituées de strates beaucoup moins épaisses, mais également très résistantes à l'altération. En revanche, dans la partie supérieure gauche de la photographie, on distingue en particulier des terrains marneux de couleur claire (datés du Valanginien) qui sont peu résistants à l'altération.

Cette photographie est à rapprocher de la photographie de la figure 5.6 p. 179 qui permet également, à une autre échelle, de mettre en évidence le rôle majeur de la « barre tithonique » dans la formation d'un paysage. (Photographie M. Hoffert)

présence de « bancs », de « barres » caractéristiques d'une région, constituées par une ou plus généralement plusieurs couches, particulièrement identifiables dans un paysage, et qui souvent servent d'« armature » pour les déformations tectoniques subies par une région.

Bien que cet aspect ne soit pas développé ici, il est clair, à travers l'examen des textes classiques fondateurs de la stratigraphie, que les terrains étudiés par les différents chercheurs qui ont défini les bases de la stratigraphie, se situent en majorité dans un domaine marin que l'on qualifie aujourd'hui de dépôt de plate-forme continentale ou encore de talus ou de marge. Cela est évident en raison de l'abondance de tels affleurements dans des bassins tels le Bassin de Paris ou le Bassin Aquitain.

De nombreuses études, au siècle dernier, sont également associées aux travaux miniers (charbon, sels...) qui ont été à la base de nombreuses recherches en stratigraphie et concernent presque exclusivement des dépôts en milieux peu profonds (lacustres, marécageux, estuariens...). C'est en raison de la qualité des affleurements, due aux exploitations industrielles et au fait que ce soit dans de tels milieux que se développent fortement les organismes ayant un potentiel de fossilisation élevé, que ce type de terrain a servi aux travaux fondateurs des concepts de la stratigraphie.

Les dépôts caractéristiques des environnements les plus fréquemment étudiés, et qui correspondent au passage des dépôts depuis un apport fluvial, jusqu'à un dépôt de plate-forme carbonatée, sont constitués en majorité par une « palette » de roches sédimentaires peu étendue et qui va depuis les roches détritiques de moins en moins grossières (conglomérats, grès, silts, argiles) aux roches chimiques et biogéniques les plus communes (calcaires, roches siliceuses, sels...) en passant par les marnes.

Les nomenclatures proposées pour les descriptions stratigraphiques ont donc cette connotation de description de terrain (en relief, en creux), dans des milieux côtiers, à sédimentation surtout détritique, pour lesquels la probabilité de pouvoir étudier le biofaciès et d'utiliser les fossiles pour la biostratigraphie est grande.

Les comparaisons des milieux de dépôt entre les séries anciennes et les sédiments actuels ne pouvaient se faire qu'avec des milieux actuels facilement accessibles (estuaires, bords de plage...).

Enfin, la connaissance des caractéristiques des milieux de sédimentation actuels est évidemment plus grande pour des milieux d'accès aisé (les estuaires, les bords de plage...) que pour ceux dont l'étude nécessite des moyens d'accès souvent difficiles à mettre en oeuvre (telles les plaines abyssales !). Et pourtant la surface de sédimentation actuelle à la surface du globe est beaucoup plus grande dans les fonds

océaniques que pour l'ensemble des plate-formes continentales (on peut cependant rétorquer que la probabilité de fossilisation de ces milieux est très faible).

6.5 DES STRATES PARTICULIÈRES : NIVEAUX CONDENSÉS ET NIVEAUX FOSSILIFÈRES

Dans la description des affleurements de strates, certains terrains ont des caractéristiques particulièrement marquées et sont souvent désignés sous les termes d'« horizons » ou de « niveaux repères », en raison de leur grand intérêt pour la cartographie en terrain sédimentaire. On peut citer, en particulier, les niveaux fossilifères et les niveaux condensés.

6.5.1 LES NIVEAUX CONDENSÉS

Dans les descriptions de séries sédimentaires, faites en y associant les âges biostratigraphiques, les géologues ont très vite remarqué l'existence de niveaux particuliers, qui correspondaient à une « condensation » du temps. À une épaisseur de terrain très faible (quelques centimètres en général), correspondait une durée très longue (d'après l'étude paléontologique). De surcroît, ces niveaux condensés sont souvent caractérisés par une composition pétrographique de « niveaux phosphatés » ou d'« encroûtements ferrugineux ou manganésifères ». Ces horizons particuliers sont souvent définis par un composé chimique prédominant qui se concentre par dépôt chimique, à l'opposé des séries qui l'encadrent et qui sont d'origine détritique.

Un mode d'explication simple de la genèse des séries condensées est l'arrêt, pendant un temps long, des apports détritiques qui constituent la succession des strates et, durant ce temps, la mise en place de dépôts chimiques dont la nature reflète les conditions physico-chimiques qui existaient à cet endroit durant la période de non sédimentation.

Pour discuter de la signification du terme strate, il est intéressant de citer encore Lombard à propos des niveaux condensés :

« Le joint sépare deux strates ou les lie, d'où son nom, et prend deux formes : le joint sec, simple surface sans matière, continu, bien que de géométrie variable, et le joint proprement dit, dépôt d'interstrate en marne, argile ou schiste. Il résulte d'une sédimentation passive, étant séparé des strates sus-jacentes ou sous-jacentes mais pouvant montrer aussi un passage. Un joint représente fréquemment l'extrémité d'une série condensée de strates. »

On a tenu à souligner la dernière phrase de la citation car elle indique clairement qu'une interstrate (joint) peut passer latéralement à une strate (ou une série condensée de strates).

Cela signifie qu'une strate n'est pas caractérisée par une épaisseur, ni par une nature pétrographique, qu'elle peut varier latéralement de composition, et même être réduite à une surface, ici appelée joint.



a)



b)

FIGURE 4.9. EXEMPLES DE SÉRIES CONDENSÉES DANS DES SÉRIES ANCIENNES ET DES DÉPÔTS ACTUELS OCÉANIQUES.

La photographie 4.9 a correspond à des niveaux condensés qui caractérisent les séries dans les Alpes (région de Briançon).

(Photographie M. Hoffert)

La photographie 4.9 b est prise vers 1 000 m de profondeur dans l'Océan pacifique (domaine de la Polynésie française). Elle permet de voir un niveau induré, dont l'épaisseur est d'une vingtaine de centimètres et dont l'étude (travaux de Pichoki, 1987) a démontré que la formation s'étale sur une durée de plus de 30 Ma. Ces encroûtements, riches en Mn et Fe, contiennent également, en plus faible proportion, des éléments comme Ni, Cu et quelquefois Co, qui en font des ressources économiques potentielles.

(Photographie CNEXO)

De tels niveaux condensés ont été étudiés dans les séries alpines où des niveaux de quelques centimètres peuvent correspondre à des durées de plusieurs millions d'années (voir les travaux de Bourbon). Des niveaux identiques ont été décrits dans les sédiments pélagiques du Pacifique nord. Le mode de formation de ces niveaux condensés est évoqué dans la description du cycle sédimentaire.

Pour une description de série de strates, un niveau condensé correspond à une durée longue pendant laquelle les conditions physico-chimiques ont été constantes et ont abouti à un sédiment chimique. Ce niveau correspond également à une *strate condensée d'origine chimique*.

6.5.2 NIVEAUX FOSSILIFÈRES

Si, la plupart du temps, les fossiles se trouvent dispersés dans une roche sédimentaire, certains niveaux particulièrement riches en fossiles peuvent caractériser une colonne stratigraphique. Le plus souvent, ces niveaux résultent de l'accumulation mécanique de ces restes organiques, par exemple sous l'effet de l'intensification des courants. La durée de leur mise en place est alors rapide à l'échelle géologique. Il arrive que certains niveaux d'une colonne sédimentaire soient uniquement formés par l'accumulation, durant un temps long, de fossiles. On forme ainsi une *strate condensée d'origine biologique*, qui correspond à une durée pendant laquelle les fossiles constituent l'unique apport sédimentaire, ou pendant laquelle l'absence d'apport sédimentaire favorisait le développement et l'installation d'organismes qui par superposition donnent des strates.

6.6 PROPOSITION D'UNE DÉFINITION DES STRATES

Unité de roches sédimentaires qui correspond à l'enregistrement géologique d'une durée pendant laquelle les conditions de sédimentation étaient suffisamment homogènes, localement, pour que les sédiments, après consolidation par diagenèse, donnent des roches sédimentaires à aspect homogène, et assez distinctes des strates sus et sous-jacentes pour créer une surface limite à l'affleurement.

Une strate n'implique donc pas de notion d'épaisseur, ni de nature de roches, ni de géométrie, mais de *durée de conditions locales de dépôt*, telle que sa composition corresponde à un contenu caractéristique et une géométrie identifiable et à un paléopaysage défini.

Dans cette conception, il n'y a pas d'« interstrate ».

On saisit d'emblée l'importance des « surfaces limites » entre les strates, qui feront l'objet d'un développement ultérieur. Les « surfaces-limites », ayant une autre origine que les modifications diagénétiques, correspondent nécessairement à une durée pendant laquelle les conditions de

dépôt ont été modifiées. Dans l'optique de la définition des strates qui vient d'être proposée il serait logique de les considérer également comme des strates, mais dont l'expression dans les séries sédimentaires apparaît en première analyse comme une surface d'épaisseur faible. Il n'est pas absurde d'imaginer des strates d'épaisseur nulle, des « strates virtuelles » qui, au même titre que celles composées par des roches, donnent des indications sur l'histoire géologique, car elles sont l'enregistrement d'une durée.

L'histoire géologique d'un endroit donné correspond à la superposition de strates de nature et d'épaisseur variables, séparées par des limites qui correspondent également à un intervalle de temps, mais non matérialisé par un dépôt. La compréhension d'une colonne sédimentaire et de l'histoire qu'elle enregistre nécessite l'étude des strates et de leurs limites.

6.7 REMARQUE : « STRATE » ET « COUCHE »

On utilise ici le terme de « strate » de préférence à celui de « couche », contrairement à d'autres auteurs. Pour ces derniers, et à juste titre, le terme de « couche » désigne la plus petite unité formelle dans la hiérarchie lithostratigraphique. On voit bien la différence de sens : une couche désigne en langage stratigraphique une unité particulière, pouvant servir de repère ou utile pour des corrélations. Il s'agit d'une réalité, d'une roche. Et les mêmes auteurs, toujours à juste titre, précisent : « Le mot strate est de moins en moins employé. Il désigne une couche caractérisée par certains caractères, propriétés ou attributs qui la distinguent des couches adjacentes sans que les limites en soient obligatoirement très perceptibles. L'épaisseur d'une strate n'est pas clairement fixée par la tradition. Cette unité paraît donc hors échelle, le mot ayant un contenu abstrait comme élément de la stratification ou comme unité sédimentaire au sens large. »

C'est bien dans ce sens que le terme « strate » est utilisé ici. Il s'agit d'un concept de base, et non d'un terme descriptif. C'est pourquoi il est proposé de pouvoir concevoir des strates virtuelles. C'est au lecteur de choisir les termes qui lui conviennent, mais en en précisant le sens lors de son utilisation.

Le concept de strate rend hommage à Stenon qui l'a inventé, pour le distinguer du terme couche, qui est plus ancien. Stenon, en 1667, pour défendre sa théorie de la Terre, emprunte à la médecine deux termes : strate et sédiment, et leur donne un sens géologique : les couches du sous-sol sont des « strates », d'anciens « sédiments » successifs. À partir de ces concepts pourra naître la stratigraphie.

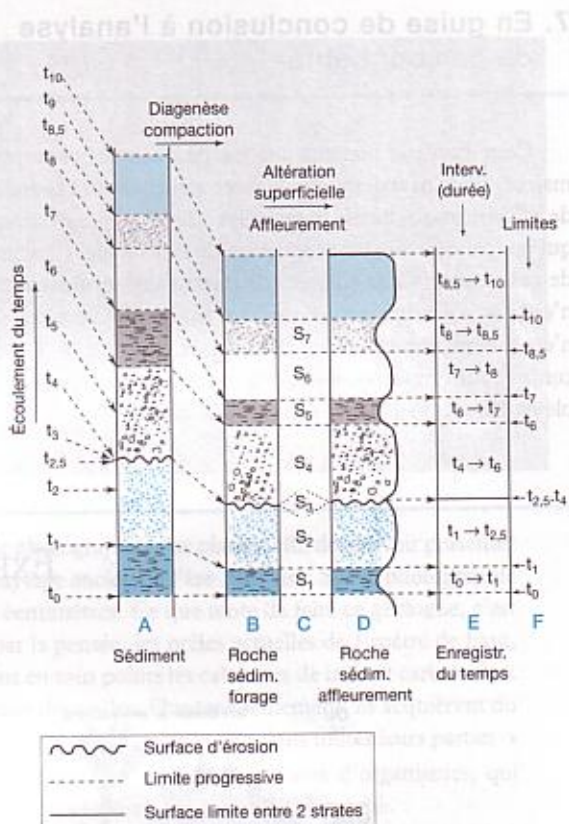


FIGURE 4.10. RELATIONS ENTRE LE DÉROULEMENT DU TEMPS ET SON ENREGISTREMENT DANS UNE SÉRIE SÉDIMENTAIRE. Durant un intervalle de temps allant de t_0 à t_{10} , se dépose une colonne de sédiment comprenant des faciès sédimentaires variés, des variations progressives d'aspect des sédiments, ainsi qu'une surface d'érosion (colonne A). Des flèches indiquent le stade de dépôt des sédiments à certains repères de temps ($t_1, t_2, \dots$). Par diagenèse, en particulier des phénomènes de compaction, cette colonne de sédiment donne une série constituée de roches sédimentaires, caractérisée par une réduction d'épaisseur et par le fait de présenter des surfaces limites (colonne B) qui correspondent aux zones de modifications progressives indiquées dans les sédiments meubles. Cela permet de définir les strates superposées. Dans ce cas, on voit que la surface d'érosion est assimilée à une strate (S2) dans la colonne (C) qui définit la superposition des strates entre t_2 et t_{10} . Si cette série sédimentaire arrive à l'affleurement, elle subira une altération superficielle qui accentuera les différences lithologiques et pourra aboutir à la formation de niveaux qui formeront des bancs (ou des barres) dans le paysage, ainsi que des niveaux « en creux » par suite d'une plus forte érosion par rapport aux niveaux sus et sous-jacents (colonne D). La durée de dépôt de chacune de ces unités (qui correspond à une strate) est indiquée dans la colonne E et l'âge estimé des surfaces limites donné dans la colonne F.

7. En guise de conclusion à l'analyse de ces concepts

Cette brève et partielle analyse de quelques concepts majeurs sur la base desquels s'élabore actuellement l'histoire de la Terre a pour but de montrer les évolutions progressives qui ont conduit aux bases actuelles de la géologie. Chacun de ces concepts a fait l'objet de discussions virulentes et n'est pas à l'heure actuelle admis par tous. L'évolution n'est pas reconnue universellement et l'âge de la Terre contesté par certaines convictions. Il est cependant impossible de faire de la géologie sans les admettre.

Progressivement, par ses apports, la géologie a modifié l'interprétation que se fait l'Homme par rapport à ses origines, à son histoire, à ses rapports à l'espace et au temps. C'est la raison pour laquelle elle fait l'objet de débats passionnés. Faite par l'Homme, l'histoire géologique cherche comment et dans quel cadre l'arrivée de l'Homme s'est préparée. Ce ne peut être une discipline totalement objective. Maintenant, l'Homme, de simple spectateur, est devenu un agent géologique majeur agissant sur les mécanismes du cycle sédimentaire (modifications des cours d'eau, érosion...) ainsi que sur la biosphère. Il est devenu, à son tour, « agent géologique ».

EXERCICES



1. Réflexion sur la reconstitution des paysages anciens.

Recherchez, comme cela est le cas sur la reproduction de timbres ci-jointe, des exemples de reconstitution de paysages anciens, puis tentez d'établir sur quelles bases de telles tentatives de reconstitution peuvent être proposées.



2. Le géologue couché sur le bord de la route est en train de photographier des plantes afin de pouvoir présenter à ses étudiants un exemple de ce que pouvait être un paysage ancien de l'ère Primaire. Sur la photographie qu'il a prise, on voit des prèles de quelques dizaines de centimètres. Ce que tente de faire ce géologue, c'est d'illustrer le texte suivant : « Grossissons maintenant, par la pensée, les prèles actuelles de 1 mètre de haut, jusqu'à la taille d'arbres de 20 à 30 mètres, nous réalisons en tous points les calamites de la forêt carbonifère. Ces arbres ont exactement, dans leur jeunesse, la structure des prèles. Plus tard seulement, ils acquièrent du bois et du liber secondaires capables à la fois, de les soutenir et de conduire la sève dans toutes leurs parties. » Recherchez d'autres exemples de végétaux ou d'animaux actuels, ainsi que de traces d'organismes, qui peuvent permettre une « représentation » de l'ancien. Discutez les limites d'une telle approche.

(Photographie M. Hoffert)

3. Cette photographie a été prise à Tahiti en Polynésie française. Un essai d'implantation de vaches a été tenté. Celles-ci sont en train de paître tranquillement sous les cocotiers. Une catastrophe survient qui fossilise simultanément les restes animaux et végétaux. Quelle interprétation donneront les paléontologues du futur d'un tel gisement fossilifère en termes de reconstitution de paléoenvironnement ? Avez-vous des conseils méthodologiques à leur proposer ?

(Photographie M. Hoffert)



LES INFORMATIONS ISSUES DE L'ÉTUDE DES ROCHES QUI CONSTITUENT UNE STRATE

Si l'on considère une strate comme une unité de temps durant laquelle les conditions de sédimentation étaient homogènes, la première manière de reconstituer l'histoire de la Terre est de lire le message sédimentaire inscrit dans cette strate, ce qui revient à en établir le faciès et à l'interpréter en termes de paléomilieu.

C'est par le cycle sédimentaire que s'élabore le matériel à partir duquel se forment les sédiments, puis les roches. C'est à l'aide de l'étude du cycle sédimentaire que commence la lecture des informations inscrites dans une roche. On se bornera ici à la description des indications fournies par les phases issues de l'action du cycle sédimentaire sur une roche.

1. Le cycle sédimentaire

Toute roche affleurant à la surface de la Terre, qu'elle soit magmatique, métamorphique ou sédimentaire, est en déséquilibre physico-chimique par rapport à son milieu de formation. Et ce déséquilibre est d'autant plus grand que les conditions qui règnent à la surface du globe sont éloignées de celles qui ont conduit à la genèse de la roche.

1.1 LA NOTION DE ROCHE-MÈRE

Toute roche naît dans des conditions physico-chimiques déterminées, dans lesquelles elle est stable. Sitôt qu'une roche se retrouve dans des conditions différentes, elle tend à acquérir un nouvel équilibre par transformation progressive en fonction de ces nouvelles conditions. Ainsi, une roche qui se situe dans un contexte d'augmentation de pression et de température se transforme progressivement par métamorphisme, c'est-à-dire à l'état solide.

La surface du globe correspond à un milieu de dépôts de sédiments, mais non à un milieu de formation de roches, à l'exception de quelques types dans des conditions exceptionnelles comme les roches d'origine biologique (tels les

réfils de coraux), quelques roches de précipitation saline ou encore les roches issues du refroidissement des magmas volcaniques.

Les roches qui constituent la surface du globe terrestre se sont formées en profondeur, par des mécanismes variés, qu'il s'agisse des roches plutoniques, métamorphiques ou sédimentaires. Elles ont été disposées à la surface soit par des phénomènes tectoniques, soit par disparition des roches qui les surmontaient, suite à une longue action des mécanismes de l'altération et de l'érosion. Dès le moment où elles se retrouvent en surface, elles vont se transformer. Elles constituent des « roches-mères » à partir desquelles va débiter le cycle sédimentaire qui va transformer progressivement la roche-mère en nouvelles phases qui serviront à l'élaboration de sédiments qui donneront ultérieurement des roches sédimentaires.

Un paysage est le résultat des transformations antérieures subies par les roches-mères à l'affleurement en ce lieu. Il est, simultanément, un ensemble de « roches-mères » à partir duquel vont se faire les transformations actuelles et futures qui le modifieront en permanence.

1.2 LES ÉTAPES DU CYCLE SÉDIMENTAIRE

Le début du cycle sédimentaire consiste en l'interaction d'un type de roche, avec les conditions externes spécifiques d'un point géographique donné de la surface de la Terre, et ce à un moment donné des temps géologiques.

Cela signifie que pour une même roche-mère, selon son lieu d'affleurement et la période à laquelle elle devient roche-mère, son évolution dans le cycle sédimentaire sera différente et les phases auxquelles elle donnera naissance auront des caractéristiques issues de la singularité du cycle sédimentaire à partir duquel elles se seront formées.

Les phases ultimes de la transformation d'une roche-mère sont des particules (minéraux, fragments de roche, fragments organiques...) et des ions. Ces phases serviront à l'élaboration de sédiments, puis de roches sédimentaires. Ces dernières enregistrent donc l'histoire des phases qui ont servi à leur formation, depuis la roche-mère jusqu'au dépôt des particules ou la précipitation des ions.

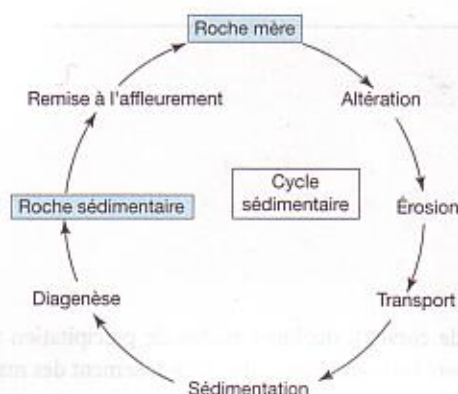


FIGURE 5.1. LES PRINCIPALES ÉTAPES DU CYCLE SÉDIMENTAIRE.

Le cycle sédimentaire comprend plusieurs étapes : altération, érosion, transport, sédimentation, diagenèse, à l'issue desquelles de nouvelles roches sédimentaires sont formées.

- Altération, érosion et transport déterminent les types, les proportions et l'état des particules transportées par les eaux qui permettront de constituer un dépôt d'origine détritique, ainsi que l'abondance et la nature des ions qui arriveront dans un bassin de sédimentation.
- La sédimentation enregistre les conditions locales du lieu et du moment du dépôt.
- La diagenèse correspond aux modifications subies par le sédiment après son dépôt, jusqu'à sa transformation en roche sédimentaire. Elle correspond à des modifications du sédiment et peut donc « brouiller » le message sédimentaire.

On se borne ici à donner quelques unes des principales caractéristiques des stades du cycle sédimentaire, afin d'indiquer de quelles manières l'histoire géologique d'une époque peut être précisée, au moins localement, grâce à son étude.

1.2.1 L'ALTÉRATION

C'est l'ensemble des mécanismes physiques et chimiques qui vont transformer la roche-mère en des phases plus petites (particules) et libérer les ions constitutifs de la roche-mère qui pourront soit partir en solution, soit précipiter sous forme de minéraux de néoformation. On a coutume de distinguer les altérations mécanique et chimique.



FIGURE 5.2. ASPECT DE LA SURFACE D'UNE ROCHE CALCAIRE SOUMISE À L'ALTÉRATION. La fracturation mécanique de la roche favorise la circulation des eaux de pluie ce qui intensifie la dissolution du carbonate de calcium.

(Photographie M. Hoffert)

a) L'altération mécanique

Il s'agit d'un ensemble de mécanismes qui conduisent au morcellement et à la dissociation des phases qui constituent la roche-mère, sans en modifier la composition minéralogique et chimique. Cette dissociation de la roche-mère sera facilitée si elle présente des surfaces de discontinuité (failles, diaclases, plan de stratification, schistosité, limites entre minéraux, surfaces d'épanchement pour les roches volcaniques...).

L'effet de l'altération mécanique est multiple. Elle multiplie la surface initiale de la roche-mère, ce qui intensifie l'altération chimique. Elle crée des particules de taille de plus en plus petites, ce qui facilite leur déplacement.

Cette altération mécanique se fait sous l'effet de forces qui s'opposent à la cohésion de la roche-mère.

- Ainsi de simples variations de température (par exemple diurne-nocturne) qui provoquent alternativement dilatation et contraction des roches, peuvent, sur des durées de temps longues, arriver à séparer les phases constitutives d'une roche. Ce simple mécanisme est souvent utilisé artificiellement par les paléontologues pour extraire les fossiles des roches.
- Dans des zones géographiques où l'eau passe alternativement de l'état liquide à l'état solide en augmentant d'environ 10 % de volume, par suite de phénomènes de gel-dégel, les roches seront progressivement dissociées en phases de plus en plus petites.
- Dans des zones glaciaires, le déplacement des masses des glaciers peut provoquer, par pression sur les roches, la transformation de ces dernières en fragments extrêmement fins, au point que l'on parle de « farine glaciaire ».

- La simple observation d'une ancienne construction abandonnée, dans une zone de végétation intense, indique le rôle que peut jouer la végétation dans l'altération mécanique.
- La force de gravité intervient dans la désagrégation des roches. Mais c'est surtout pour accentuer des instabilités créées par les mécanismes cités précédemment ou par ceux issus de l'altération chimique : glissements de terrain, éboulements, écroulements sont des conséquences des différents types d'altération.
- L'hydratation et la cristallisation des sels peuvent jouer un rôle important dans la désagrégation mécanique des roches. Ainsi, la transformation de l'anhydrite (CaSO_4) en gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) par adjonction de molécules d'eau, se fait avec augmentation de volume. De même, la cristallisation de sels à partir d'une solution saturée, puis éventuellement la croissance cristalline, peuvent développer des pressions importantes qui conduiront à la désagrégation des roches. Il suffit de songer à l'altération des monuments publics pour se rendre compte de l'effet de ce type d'altération, et en particulier au développement de cristaux de gypse dans les pores des pierres calcaires.

L'altération mécanique a des caractéristiques différentes selon les conditions géographiques où elle se fait. Dans des zones dépourvues d'eau (ou dans lesquelles l'eau est uniquement sous forme solide), c'est-à-dire dans des zones désertiques chaudes ou glaciaires, elle est la seule forme d'altération possible. Dans les zones où l'eau est présente, elle va avoir une importance relative variable selon la température de cette dernière : primordiale dans les régions froides, elle va progressivement être relayée par l'altération chimique dans les régions chaudes, à l'exception de l'altération mécanique due au monde vivant. Il est évident que les zones du globe terrestre où les mécanismes d'altération se font en association avec de l'eau sont géologiquement prédominantes. La dissociation des phases constitutives d'une roche par altération mécanique aura pour effet d'augmenter la surface de réaction des roches à l'altération chimique et donc d'augmenter cette dernière.

b) L'altération chimique

Elle résulte de l'interaction entre une solution d'attaque (en général l'eau) et les phases constitutives de la roche-mère (minéraux, phases mal cristallisées) qui ne sont pas en équilibre thermodynamique à la surface du globe. Elle aboutit à la mise en solution, ou à la précipitation, des ions qui appartenaient initialement à la roche-mère. L'intensité de l'altération chimique dépend de la température ; c'est

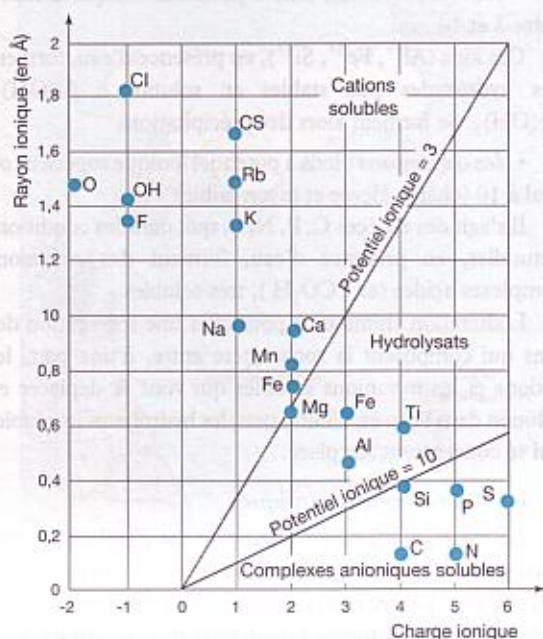


FIGURE 5.3. DIAGRAMME DE GOLDSCHMIDT. Répartition de quelques éléments chimiques d'après leur potentiel ionique qui est le rapport charge ionique / rayon ionique.

dans les régions tropicales et équatoriales que l'altération chimique est la plus intense. L'altération chimique se fait selon quelques mécanismes majeurs.

b₁) Le comportement des ions dans l'eau

L'affinité des éléments chimiques pour les molécules d'eau est fonction de leur potentiel ionique qui est le rapport charge ionique/rayon ionique.

Le diagramme de Goldschmidt permet de distinguer trois familles principales d'ions :

- **les cations solubles** : ions à potentiel ionique bas (inférieur ou égal à 3), à charge faible et rayon important

Ces cations solubles restent en solution vraie, jusqu'à une forte valeur du pH (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} ...). Parmi ces cations solubles, ceux qui ont un potentiel ionique inférieur à 1 et un rayon ionique élevé ont peu d'attraction pour la molécule d'eau et sont peu hydratés. C'est le cas, en particulier, des ions K^+ , Rb^+ .

• *les hydrolysats* : ions à potentiel ionique compris entre 3 et 10

Ces ions (Al^{3+} , Fe^{3+} , Si^{4+}), en présence d'eau, forment des hydroxydes peu stables en solution : $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Se forment alors des précipitations.

• *les oxyanions* : ions à potentiel ionique supérieur ou égal à 10 (charge élevée et rayon faible)

Il s'agit des espèces C, P, N, S, qui, dans les conditions naturelles, en présence d'eau, forment des oxyanions complexes acides (ex : CO_3H^-), très solubles.

L'altération chimique a pour effet une ségrégation des ions qui composent la roche-mère entre, d'une part, les cations et les oxyanions solubles qui vont se déplacer en solution dans l'eau et, d'autre part, les hydrolysats insolubles qui se concentrent sur place.

b₂) Les réactions chimiques

La réaction chimique principale est l'hydrolyse. Elle correspond à la décomposition par l'eau des sels minéraux. Les silicates peuvent être considérés comme des sels d'acides faibles et de bases fortes. L'hydratation de la surface d'un silicate produit un échange de cations. Les ions H^+ sont plus électronégatifs que les cations les plus abondants dans les minéraux silicatés (Ca^{2+} , Na^+ , K^+ ...). Les ions O^{2-} de la structure des silicates se lient aux ions H^+ de la solution et permettent la mise en solution des cations des minéraux. L'action de l'hydrolyse est fonction de la température, de la quantité de CO_2 dissoute dans l'eau, du type de minéral et de l'activité bactérienne qui favorise la production d'acides organiques. D'autres réactions chimiques fréquentes sont des réactions de dissolution (par exemple $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$), d'oxydation (Fe^{2+} passe à Fe^{3+}), ou encore d'hydratation, qui peuvent également se produire selon les conditions du milieu.

b₃) Un ordre de stabilité des minéraux

L'altération des minéraux silicatés qui constituent la majeure partie des roches magmatiques est fonction de la stabilité des minéraux qui les constituent. Ces minéraux sont d'autant moins stables qu'ils se trouvent éloignés de leurs conditions de formation. L'ordre de stabilité des principaux minéraux de ces roches est en fait, de façon générale, l'ordre inverse de la cristallisation à partir d'un magma. Les verres sont les premiers matériaux à subir l'hydrolyse, puis les minéraux qui cristallisent à haute température (péridots, puis pyroxènes, amphiboles, biotites d'une part, feldspaths plagioclases Ca vers les feldspaths plagioclases Na d'autre part). Les minéraux les plus résistants sont les feldspaths K, la muscovite et surtout le quartz. Cette simple constatation explique que les roches sédimentaires détritiques constituées de particules de

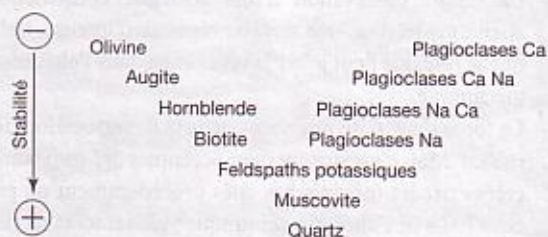


FIGURE 5.4. ORDRE DE STABILITÉ CROISSANTE DES MINÉRAUX LES PLUS COMMUNS PAR RAPPORT À L'ALTÉRATION, DANS LES CONDITIONS COMMUNES (appelé aussi tableau de Goldich). Cette stabilité augmente depuis l'olivine et les plagioclases Ca jusqu'au quartz.

quartz sont les plus abondantes au cours des temps géologiques. Cet ordre de stabilité des minéraux les plus communs des roches silicatées est inverse de celui proposé par Bowen pour l'ordre de cristallisation des minéraux à partir du refroidissement d'un magma.

b₄) Surface spécifique élevée

L'intensité de l'altération chimique est fonction des surfaces sur lesquelles l'action de l'eau peut s'exercer. On voit le rôle important de l'altération mécanique qui, en dissociant les minéraux de la roche-mère, augmente fortement la surface de réaction.

b₅) La dégradation, transformation et néoformation de minéraux

Les mécanismes d'hydrolyse sur les minéraux ont pour effet de dégrader ces derniers et d'en former quelquefois de nouveaux en équilibre dans les conditions physico-chimiques qui sont celles du lieu d'altération. Un exemple bien étudié est celui de l'altération des feldspaths potassiques (orthose) qui, selon l'intensité des mécanismes, peut aboutir à la formation de minéraux argileux de type illite, vermiculite ou encore de la kaolinite.

Les principales caractéristiques des minéraux argileux sont présentées dans une fiche en annexe de ce chapitre.

Une autre voie de formation de minéraux argileux est la néoformation, qui correspond à la formation de minéraux à partir de solutions concentrées en ions. La formation de minéraux argileux est une des grandes conséquences de l'action du cycle sédimentaire. Selon les conditions climatiques, des familles différentes de minéraux argileux vont se former. Les associations de minéraux argileux sont donc d'excellents indicateurs paléoclimatiques, à la fois sur le

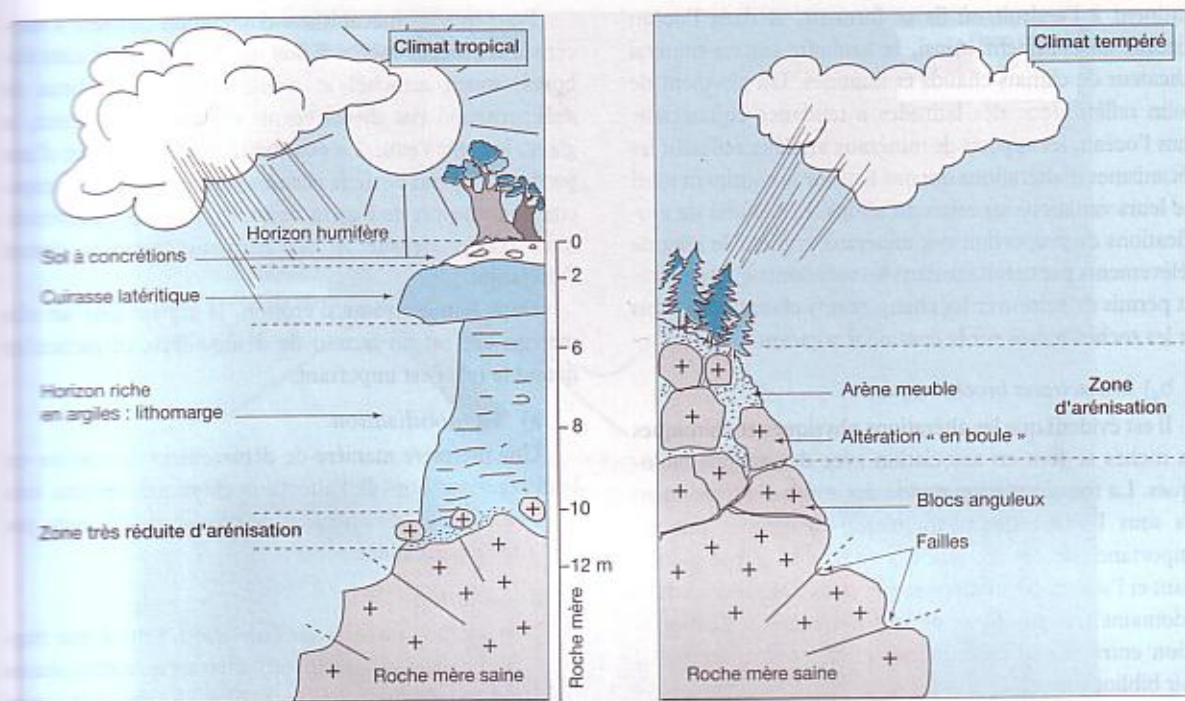


FIGURE 5.5. ILLUSTRATION DE LA DIFFÉRENCE DES EFFETS DE L'ALTÉRATION SELON LES CONDITIONS CLIMATIQUES, SUR UNE MÊME ROCHE-MÈRE.

- **EN CLIMAT TEMPÉRÉ**, l'altération est surtout mécanique alors que l'altération chimique est faible. La roche-mère, à partir des surfaces de discontinuité (failles), va être dissociée en blocs de taille de plus en plus petite, puis les minéraux qui constituent la roche-mère vont être dissociés. L'altération chimique consiste essentiellement en une hydrolyse ménagée (départ d'ions comme Na^+ ou Ca^{2+}) des minéraux les moins stables comme la biotite, ce qui accentue la dissociation mécanique des particules qui constituent la roche-mère. Depuis la roche-mère saine jusqu'au sommet du profil d'altération, sur quelques mètres, on aura successivement des blocs anguleux, puis des blocs de plus en plus petits et qui tendent vers une forme arrondie par suite de la dissociation des grains. On parle d'une altération en « boules ». Entre ces blocs et ces boules, les particules dissociées forment une « arène » meuble, dans laquelle l'hydrolyse se poursuit par suite d'une forte augmentation de la surface spécifique de la roche.
- **EN CLIMAT TROPICAL**, l'altération est intense et surtout chimique. Elle aboutit à la formation d'un profil pédologique, constitué par des « horizons » superposés. L'ensemble de ce profil peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Pour comprendre ce profil, il suffit d'imaginer qu'à une période antérieure, la roche-mère saine se situait au niveau où poussent actuellement les magnifiques arbres représentés sur la figure. Des pluies abondantes et une eau chaude provoquent une hydrolyse intense avec une mise en solution progressive de tous les ions qui constituent les minéraux de la roche-mère, y compris les plus résistants comme le quartz. Ces ions sont évacués en majorité par les eaux des rivières. Cependant, une partie de ces ions vont percoler à travers la roche-mère le long des surfaces de discontinuité et s'y concentrer progressivement. Simultanément, les hydrolysats (Fe , Al , Si) vont se précipiter sur place. L'horizon le plus haut, ou sol à concrétions, correspond donc à la partie de la roche-mère qui n'a pas encore totalement disparu par suite de l'hydrolyse. Il est riche en concrétions siliceuses, en hydroxydes d' Al (gibbsite) ou en silicate d' Al sous forme de minéraux argileux néoformés (kaolinite). L'horizon sous-jacent dénommé « cuirasse latéritique » est caractérisé par sa couleur rougeâtre et sa dureté qui en fait un niveau repère bien connu des voyageurs dans ces zones climatiques. Cet horizon est riche en Al sous forme de gibbsite, kaolinite, mais aussi en hydroxydes de Fe (goéthite) qui donnent sa couleur caractéristique à cet horizon et qui sont également responsables de sa dureté. Cette concentration en Fe traduit la concentration et l'immobilisation du fer issu du lessivage d'une roche-mère sus-jacente. Un tel horizon latéritique, s'il subit ultérieurement un lessivage du fer, deviendra une cuirasse assez riche en Al pour en faire une exploitation industrielle. On voit ainsi un mode de formation possible de la bauxite. L'horizon sous-jacent, complexe, souvent très épais et quelquefois subdivisé en plusieurs unités, est désigné sous le terme de lithomarge. On désigne ainsi un horizon à dominante argileuse, mais dans lequel il est encore possible de distinguer des caractéristiques pétrographiques des minéraux constitutifs de la roche-mère malgré leur altération. Les argiles sont néoformées à la fois à partir des minéraux présents et à partir des ions qui ont percolé à travers les horizons supérieurs. Enfin, à la partie basale du profil, on retrouve la roche-mère avec une zone d'arénisation très faible. Ainsi, un tel profil traduit une chromatographie descendante des ions qui constituaient la roche-mère avant son altération. L'altération chimique est une dissociation sélective des ions.

continent à l'endroit où ils se forment, et dans l'océan adjacent au continent. Ainsi, la kaolinite est un minéral indicateur de climats chauds et humides. Un gisement de kaolin reflète donc des latitudes à tendance équatoriale. Dans l'océan, les apports de minéraux argileux reflètent les mécanismes d'altérations qui ont lieu sur le continent ainsi que leurs variations au cours du temps. Les études de modifications de proportion des minéraux argileux le long de prélèvements par carottage dans les sédiments quaternaires ont permis de retrouver les changements climatiques subis par les roches-mères sur le continent adjacent.

b₆) Les actions biochimiques

Il est évident que les altérations physiques et chimiques des roches se font en association avec des actions biologiques. La transformation rapide des zones d'altération en sols sous l'action des phénomènes biologiques indique l'importance de ces mécanismes engendrés par le monde vivant et l'action des matières organiques. On entre ici dans le domaine très complexe de la pédogenèse et de l'interaction entre la matière minérale et la matière organique (voir bibliographie).

c) Des paysages et des produits d'altération différents selon le climat à partir d'une même roche

La somme des altérations mécaniques et chimiques qui s'exercent sur une même roche-mère aboutira à l'élaboration de produits d'altération très différents selon les conditions climatiques. Les phases issues de l'altération sont donc des indicateurs climatiques et traduisent en particulier une zonation latitudinale.

1.2.2 ÉROSION ET TRANSPORT

Le résultat ultime de l'altération d'une roche-mère sera sa transformation complète, soit en particules de taille infime si l'altération n'est que mécanique, soit sa dissolution complète en ions, qui, s'ils restent sur place, serviront pour la néoformation de nouvelles phases minérales. Cette proposition ne peut être que théorique. Pour que l'altération chimique puisse se faire, la circulation d'eau est indispensable. Pour que l'altération physique, telle l'action des glaciers, ou les variations de température, puisse avoir lieu, il faut là encore des circulations, soit d'eau solide, soit des masses d'air.

On arrive ainsi aux relations suivantes : les conditions climatiques induisent d'abord les conditions physico-chimiques de l'altération d'une roche. Simultanément, elles induisent l'existence d'un agent de déplacement des particules et des ions ainsi formés. Cet agent a une capacité variée de mise en mouvement des particules.

Pour que les mécanismes d'altération puissent s'exercer sur les roches-mères, il faut que les matériaux ainsi élaborés, soient arrachés et transportés vers les lieux de sédimentation par divers agents comme la pesanteur, la glace, le vent, l'eau... La possibilité de déplacement d'une particule dépend de deux facteurs majeurs qui sont la capacité de transport de l'agent de transport et les caractéristiques (taille, densité...) des particules formées durant l'altération.

Dans le mécanisme d'érosion, la gravité joue un rôle majeur; elle est un facteur de déséquilibre, en particulier quand le relief est important.

a) La mobilisation

Une première manière de déplacement de matière est la dissolution. Lors de l'altération chimique, certains ions sont évacués. L'entraînement de ceux-ci ne nécessite pas une vitesse particulière.

b) Ablation

Une seconde manière est l'ablation, suite à une fragmentation préalable, ou à la formation de nouvelles phases (minéraux néoformés). Les particules enlevées se trouvent soit sur le sol (vent, eaux de ruissellement), soit sur le fond du lit d'une rivière. Elles ne peuvent être entraînées que si la vitesse de l'eau est suffisante. Celle-ci doit vaincre la force de pesanteur et les forces intergranulaires de liaison qui sont de nature électrostatique. Ces forces de liaison nécessitent une attention particulière car dans certains cas, comme celui des minéraux argileux, elles peuvent être très élevées du fait des grandes surfaces de contact. Ainsi le courant n'enlèvera pas une paillette minuscule, mais un agglomérat de paillettes. L'ablation d'une roche dépend donc des forces de liaison entre les particules et de la vitesse des fluides (fig. 5.7).

c) Enlèvement

Un enlèvement (corrosion) est possible sur une roche intacte, réalisant ainsi fragmentation et mobilisation en même temps. Ceci peut provenir :

- d'un effet de choc provenant d'un vent chargé de sable, de l'action des vagues contre une falaise...
- d'un effet de pression liée à des forces de frottement (exemples : pression exercée par l'eau et sa charge solide sur les rives concaves, poids des glaces sur le fond d'une vallée glaciaire, poids des coulées boueuses...).

1.2.3 LE TRANSPORT

Les agents de transports géologiquement les plus importants sont l'eau (sous sa forme liquide et solide) et l'air. Il faut y ajouter la gravité, en particulier dans les déplacements en masse de sédiments (coulées boueuses, turbidites...).

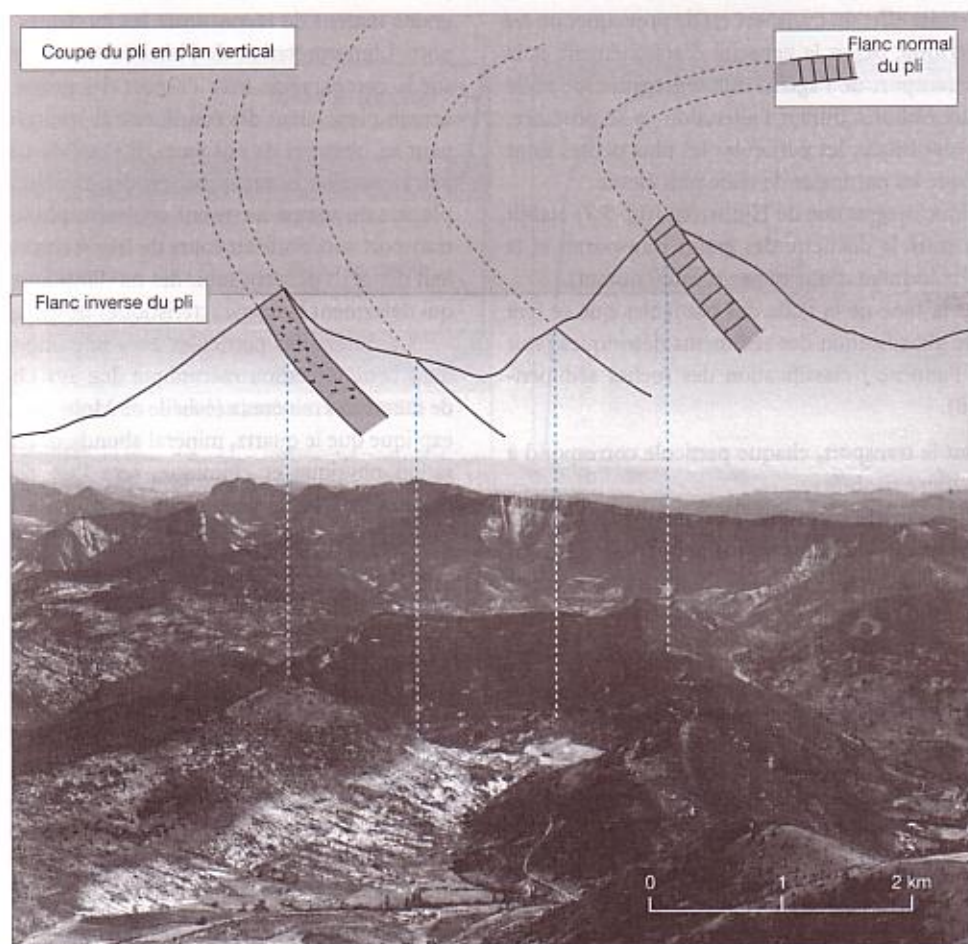
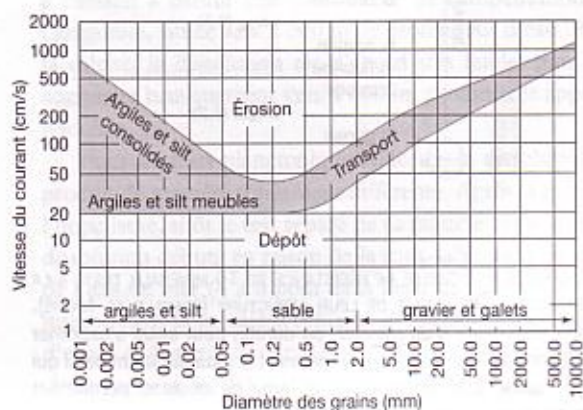


FIGURE 5.6. UN PAYSAGE EST L'EXPRESSION D'UN CYCLE SÉDIMENTAIRE EN ACTION. Le premier plan de la photographie correspond au flanc inverse d'un grand pli (voir schéma). Chacun des grands types de roches qui caractérisent cette série inverse va se comporter différemment à l'altération et à l'érosion. Le résultat est un paysage de vallée, tout simplement parce que la formation claire, argileuse, visible dans la partie la plus basse de la vallée résiste moins à l'altération et à l'érosion que les deux lignes de crêtes qui dominent la vallée et qui sont de nature calcaire, plus résistante à l'érosion. Le paysage résulte de l'action du cycle sédimentaire qui se surajoute à des actions tectoniques anciennes.

(Photographie M. Hoffert).

FIGURE 5.7. COURBE DE HJULSTRÖM (MODIFIÉE D'APRÈS HSÜ). Cette courbe présente les relations entre la vitesse de déplacement d'un courant d'eau, la taille des grains (assimilés à des sphères) et leur degré de consolidation. Les expériences de Hjulström ont été réalisées sous une profondeur d'eau de un mètre.



a) Le premier effet du transport est de provoquer un *tri granulométrique*. Selon la capacité d'arrachement et la capacité de transport de l'agent, une ségrégation de taille des matériaux élaborés durant l'altération va se produire. De manière statistique, les particules les plus petites iront « plus loin » que les particules de taille plus élevée.

Le classique diagramme de Hjulström (fig. 5.7) établit les relations entre le diamètre des grains transportés et la vitesse de déplacement d'une masse d'eau (courant).

C'est sur la base de la taille des particules que se fera une première classification des sédiments détritiques (voir figure dans l'annexe : classification des roches sédimentaires, p. 208).

b) Durant le transport, chaque particule correspond à une « *roche-mère mobile* ».

- Elle subit une *altération mécanique* due aux chocs, ce qui peut provoquer la formation de particules de plus en plus petites ; simultanément, elle subit une usure par frottement. Selon le mode de transport, cette altération mécanique et cette usure peuvent donner un aspect caractéristique à la particule. Un bloc transporté par un glacier présentera des cassures esquilleuses sans trace d'usure. Un grain de sable transporté par le vent est caractérisé par un aspect « dépoli » et une forme « rond-mat » alors qu'un grain analogue transporté en milieu aqueux aura un aspect « émoussé luisant ». La morphoscopie (observation à la loupe binoculaire et au microscope optique) et l'exoscopie (observation au microscope électronique) sont les disciplines qui, sur la base de la taille, l'aspect, la forme et l'usure des

grains tentent de reconstituer les modalités de leur transport. L'interprétation de l'histoire de ces grains est basée sur la comparaison avec l'aspect des grains de sédiments actuels placés dans des conditions de transport telles qu'on peut les observer de nos jours. Il s'agit de traiter ces interprétations avec beaucoup de prudence, d'autant plus que la plupart du temps les grains subissent plusieurs modes de transport successifs au cours de leur transport, et qu'après leur dépôt ils peuvent subir des modifications diagénétiques qui déforment leurs caractéristiques de transport.

La dureté des particules aura une importance grande dans cette altération mécanique due aux chocs. L'échelle de dureté des minéraux (échelle de Mohs) les plus communs explique que le quartz, minéral abondant, résistant à l'altération physique et chimique, sera l'un des composants majeurs des roches géologiques au cours de l'histoire de la Terre et que les grès à grains de quartz sont parmi les roches sédimentaires les mieux préservées.

Le transport correspond à un tri mécanique.

- Une particule transportée par l'eau va subir une *altération chimique* qui sera fonction de la température et de la composition de ces eaux, mais aussi du temps de résidence de la particule dans l'eau et de sa surface spécifique. Les conditions de cette hydrolyse sont les mêmes que celles décrites durant le stade d'altération, mais son intensité peut être très grande car les particules sont dissociées et l'altération mécanique subie durant le transport accentue la fragmentation et donc la surface de dissolution des particules.

c) *Exemple de la dissolution des organismes planctoniques dans les eaux océaniques : la notion de profondeur de compensation des organismes planctoniques*

Une altération chimique particulièrement importante dans les eaux océaniques est celle de la dissolution des particules constituées par les tests des organismes calcaires et siliceux. Cet exemple est détaillé en raison de son importance quantitative, souvent mésestimée. En effet, si l'apport détritique aux abords des continents est grand, il est certain que la masse de l'apport biogène dû au plancton océanique est considérable.

Après la mort des organismes planctoniques, le test devient une particule, qui, durant son temps de résidence dans l'eau, se comporte en roche-mère mobile. En l'absence de particules d'origine minérale, ou du moins en raison de leur très faible proportion par suite de l'éloignement des sources d'apport, l'accumulation de ces tests aboutit normalement à la formation de sédiments biogènes carbonatés ou siliceux. Or les cartes de répartition des sédiments océaniques ont mis en évidence, dans certaines parties profondes des océans, l'absence de vases biogènes sous des sources biogènes.

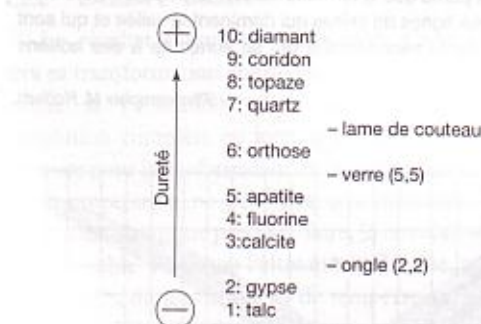


FIGURE 5.8. ÉCHELLE DE RÉSISTANCE DE 10 MINÉRAUX TESTS À LA DESTRUCTION MÉCANIQUE DE LEUR STRUCTURE (ÉCHELLE DE MOHS). Cette résistance d'un minéral, ou dureté, peut aussi s'exprimer de façon relative entre deux minéraux : le plus dur étant celui qui raye l'autre. L'ongle, le verre, la lame de couteau permettent d'estimer la dureté d'une roche.

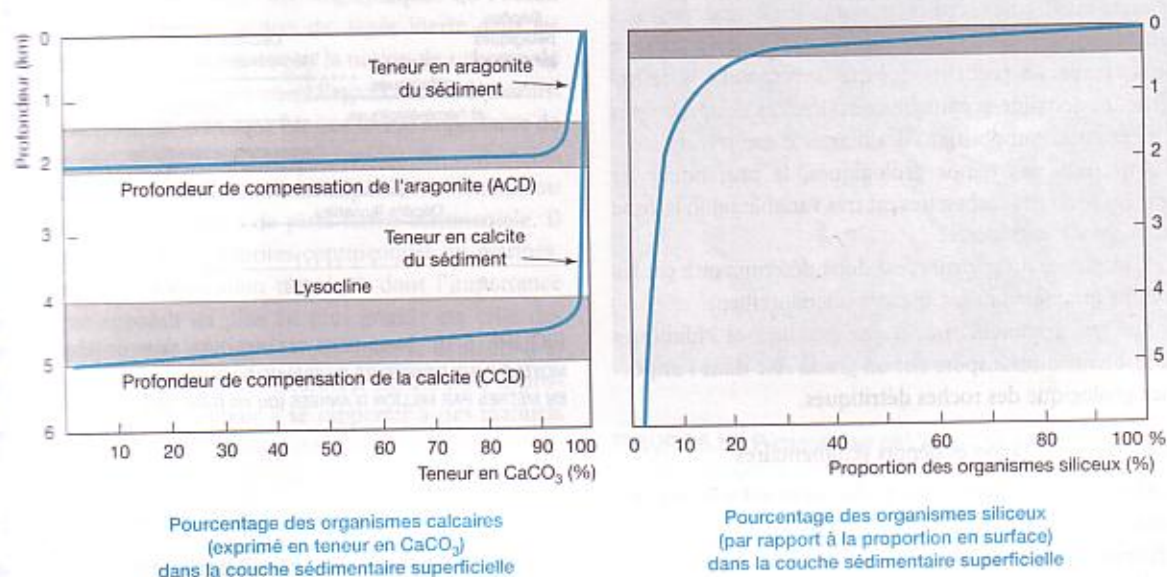


FIGURE 5.9. DISSOLUTION DES ORGANISMES CALCAIRES ET SILICEUX EN FONCTION DE LA PROFONDEUR D'EAU.

Les organismes calcaires se dissolvent de manière différente selon leur nature en calcite ou aragonite. Les tests en aragonite ont une dissolution importante entre 1 500 et 2 000 m, profondeur en dessous de laquelle ils ont complètement disparu. Les tests en calcite subissent une dissolution importante brutale à partir de 4 000 m environ, profondeur appelée lysocline. La quasi-totalité des organismes calcaires a disparu vers 5 000 m, profondeur appelée profondeur de compensation des carbonates (ou CCD : Calcite Compensation Depth). Ces valeurs indiquées correspondent à des valeurs indicatives moyennes qui varient selon la partie de l'océan considérée, ainsi qu'au cours du temps. La dissolution des organismes calcaires est exprimée en pourcentage de CaCO₃, car on sait par expérience qu'il y a une concordance assez bonne entre cette valeur mesurée et la surface occupée par les organismes calcaires lors de l'observation de frottis de sédiments meubles en microscopie optique.

Les organismes siliceux se dissolvent intensément dans les premières centaines de mètres de la colonne sédimentaire, puis leur dissolution est très faible. On exprime la proportion des organismes siliceux d'après leur surface occupée en frottis car il n'y a pas coïncidence entre cette observation et les teneurs en SiO₂ mesurées. Cela s'explique à la fois par la présence fréquente de particules silicatées (silt, minéraux argileux) et par le fait que les organismes siliceux ont un test très fin qui fait surestimer une surface (ou un volume) occupée par ces organismes, par rapport à leur poids.

Les tests calcaires, durant leur chute, traversent des eaux de plus en plus froides et de plus en plus riches en CO₂. En effet, la quantité de gaz dissous dans un liquide augmente avec une élévation de pression et avec une diminution de la température. Ces eaux sont de plus en plus corrosives vis à vis des minéraux carbonatés qui constituent ces tests et provoquent leur dissolution. On a défini une profondeur de compensation de la calcite (appelée CCD ou *Calcite Compensation Depth*) et qui correspond à la profondeur à laquelle tout apport de calcite est compensé par la dissolution.

Actuellement, cette CCD se situe aux environs de 4 500 m pour l'Océan Pacifique et de 5 000 m pour l'Océan Atlantique ; elle varie essentiellement en fonction de la circulation des masses d'eaux profondes (voir partie circulation océanique, p. 280).

Cette dissolution des carbonates varie selon le type de minéral : l'aragonite est moins stable que la calcite, ce qui a conduit à définir une profondeur de compensation de l'aragonite, située vers 2 000 m de profondeur d'eau. Pour la calcite, la dissolution est d'abord très faible, puis elle augmente brusquement vers 4 000 m, profondeur appelée lysocline.

Pour les tests planctoniques siliceux, la dissolution se produit de manière totalement différente. Après la mort de l'organisme, sitôt le test séparé de sa matière organique, la dissolution débute en raison de la sous-saturation en silice de l'eau de mer (4 à 6 ppm dans l'eau de mer) et est très intense dans la première centaine de mètres de la colonne d'eau. La plus grande part des tests est dissoute durant leur chute (environ 80 %).

La répartition actuelle des sédiments biogènes dans le domaine océanique est directement reliée au transport des particules biogènes, transport qui est fonction de la distance parcourue par les particules (ce qui correspond à la bathymétrie du domaine océanique considéré) et des propriétés (température, composition) des masses d'eau traversées.

Au cours des temps géologiques, la profondeur de compensation des carbonates est très variable selon la zone géographique considérée.

L'influence du transport est donc déterminante sur les produits qui pourront sédimenter ultérieurement.

Les tris granulométriques, mécaniques et chimiques qui résultent du transport ont un grand rôle dans l'importance géologique des roches détritiques.

1.2.4 Sédimentation et dépôts sédimentaires

Des sédiments détritiques se déposent actuellement en de nombreuses surfaces de la Terre, qu'il s'agisse de moraines glaciaires, de vases de lac, de sables de plage, de sédiments de plate-forme ou des grands fonds océaniques. Le point commun à tous ces sédiments est d'être meubles et constitués essentiellement de particules, de taille extrêmement variable, formées ailleurs et transportées sous l'effet d'un agent de transport. Lorsque ce dernier perd sa capacité de déplacer plus loin une particule (fig. 5.7, p. 179), celle-ci va se déposer sous l'effet de la gravité et s'immobiliser en son lieu de sédimentation, au moins momentanément.

Selon les environnements sédimentaires, la taille, l'organisation et la quantité de particules qui sédimenteront sont très variables. La sédimentologie est la discipline qui cherche à caractériser les environnements actuels afin de pouvoir les identifier dans les séries anciennes. De nombreux ouvrages sont consacrés à la caractérisation sédimentologique des différents environnements actuels (voir indications bibliographiques).

Il importe de bien considérer la sédimentation comme l'immobilisation ultime d'une particule. En effet, le déplacement secondaire d'une particule, générateur de résédimentation, a une importance très grande dans l'élaboration des structures et des corps sédimentaires. Les phénomènes d'érosion dans les dépôts sédimentaires non consolidés sont fréquents, l'action biologique des organismes limnivores est permanente. En ce sens, la sédimentation est un phénomène actif et non une accumulation passive ou le drapage d'un relief préexistant, par simple chute des particules. S'il est admis que l'action des vagues, en bord de mer, provoque le déplacement des particules pour former des structures comme les rides, il est important de concevoir que ces mécanismes de résédimentation sont intenses également dans toutes les parties de l'océan. Et, dans des zones où les quantités de sédiment qui parviennent jusqu'à l'interface

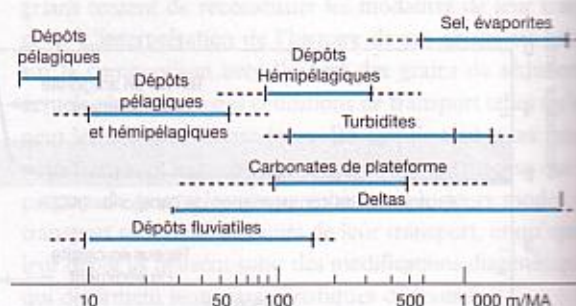


FIGURE 5.10. INDICATIONS DE QUELQUES TAUX DE SÉDIMENTATION MOYENS POUR DIFFÉRENTS ENVIRONNEMENTS ET DIFFÉRENTES LITHOLOGES EN MÈTRES PAR MILLION D'ANNÉES (ou en millimètres par mille ans).

(D'après Bijou-Duval)

eau-sédiment sont faibles, la résédimentation aura pour effet de brouiller le message sédimentaire en mélangeant des particules de sources différentes au cours du temps et en détruisant des structures sédimentaires éventuelles.

La vitesse de sédimentation est extrêmement variable selon les zones géographiques, c'est-à-dire selon les types de milieux de dépôts considérés. Cette notion de vitesse de sédimentation doit être considérée de façon très critique. Elle est basée sur une épaisseur de dépôt sédimentaire par unité de temps. En ne tenant pas compte de l'imprécision des âges qui sont à la base de l'établissement de la durée d'un dépôt, il faut surtout avoir présent à l'esprit que, dans les séries géologiques, c'est une vitesse ou un taux moyen de sédimentation que l'on obtient. Cette vitesse moyenne ne reflète pas les vitesses instantanées qui peuvent être très variables, ni les phénomènes d'érosion, ni des phénomènes de résédimentation ou encore de bioturbation. La figure 5.10 indique la variabilité des vitesses de sédimentation selon des mécanismes ou des environnements différents.

On exprime souvent le taux de sédimentation en mètres par millions d'années soit encore en millimètres par mille ans. Il peut être utile, pour mieux se rendre compte des variations de vitesse de dépôt dans les océans, de retenir que dans les deltas, cette vitesse moyenne est de l'ordre de quelques mètres par mille ans, que dans des domaines de dépôts de sédiments biogènes ou de sédiments terrigènes fins, elle est de quelques décimètres par mille ans, que dans les zones situées sous la profondeur de compensation des carbonates, le taux moyen de dépôt est de quelques millimètres à quelques centimètres par mille ans, enfin que pour les argiles rouges des grands fonds, ce taux moyen de sédimentation est inférieur au millimètre par mille ans. Il suffit d'essayer de se représenter l'importance de la bioturbation

dans ces différentes parties physiographiques de l'océan pour en déduire que la notion de dépôt inerte dans les fonds océaniques est fautive et que la notion de « champ de labour » exprime plus correctement l'aspect des fonds marins.

La précipitation chimique est une forme importante de la sédimentation. Il s'agit de précipitations de carbonates sous des formes variées, depuis les dépôts continentaux ou lacustres jusqu'aux oolites de plate-forme continentale. Il s'agit également des évaporites continentales ou marines. Une forme de précipitation chimique dont l'importance géologique apparaît de plus en plus grande est celle des sources hydrothermales qui aboutit selon le contexte à la précipitation de sulfates, de sulfures, d'oxydes ou d'hydroxydes. On convie le lecteur à se reporter à des manuels spécialisés.

1.2.5 LA DIAGENÈSE

Elle correspond à l'ensemble des modifications physiques et chimiques qui affectent un sédiment après son dépôt et le transforment en roche sédimentaire. Elle débute ainsi qu'une particule est déposée. Il faut distinguer deux stades de diagenèse.

- l'halmyrolyse qui reflète les conditions qui règnent près de l'interface sédiment-agent de transport et la durée pendant laquelle le sédiment est soumis à ces conditions.
- la diagenèse proprement dite commence lorsque le sédiment n'est plus soumis qu'à des variations physiques et chimiques indépendantes des conditions externes, mais qui résultent plutôt de l'augmentation de pression et de température et des grandes circulations de fluides à travers les séries sédimentaires.

a) L'halmyrolyse

Tant qu'un sédiment reste exposé sur son lieu de dépôt, il va subir l'action des agents météoriques (variations de température, action chimique de l'eau), ainsi que celle de la matière vivante. Il va alors se comporter comme une roche-mère, c'est-à-dire perdre ses caractères de sédiment pour se modifier progressivement de manière à donner un sol. Ce stade précoce de la diagenèse, ou halmyrolyse, reflète les conditions qui règnent près de l'interface sédiment-agent de transport.

L'halmyrolyse correspond à la fois à une destruction partielle des informations sur la nature, la proportion et la disposition des sédiments qui viennent de se déposer, en même temps qu'elle enregistre les conditions physico-chimiques ainsi que les conditions de vie qui existent à cet endroit. L'intensité des phénomènes d'halmyrolyse reflète enfin la durée pendant laquelle un sédiment est situé dans



FIGURE 5.11. PHOTOGRAPHIE DE L'ASPECT DE SURFACE D'UNE PLAINE ABYSSALE Océanique, qui permet de voir l'importance de la BIOTURBATION dans une zone de vitesse de dépôt très faible. L'aspect est celui d'un champ de labour.

(Photographie : mission Copano)

cette zone, et qui est essentiellement fonction de la vitesse à laquelle il sera recouvert par des sédiments plus jeunes qui l'isolent de cette zone.

L'action biologique caractérise la zone d'halmyrolyse. Les organismes, par leur action de bioturbation, homogénéisent la structure des sédiments ; ils peuvent détruire les structures sédimentaires qui permettraient d'identifier les conditions hydrodynamiques du dépôt des particules. La bioturbation, par oxygénation du milieu, peut favoriser la destruction de la matière organique. L'action bactérienne joue un rôle majeur dans l'halmyrolyse, en particulier dans la fossilisation (pyritisation des coquilles, silicification des végétaux). L'importance de l'activité biologique dépend beaucoup de la vitesse de sédimentation et du milieu. Dans des zones à vitesse de sédimentation très lente, comme les zones de sédimentation pélagique, où de surcroît, l'apport de matière organique nécessaire à la nutrition des organismes benthiques est très faible, les sédiments sont remaniés en permanence (fig. 5.11).

Les modifications physiques des sédiments sont variables selon les environnements sédimentaires et selon la nature du matériel déposé. Les modifications de pression et de température sont faibles dans les premiers décimètres. La compaction du sédiment est peu importante. Cependant, la teneur en eau des sédiments diminue, et peut aboutir à des figures d'échappement d'eau ou des déformations syn-sédimentaires. Un réarrangement mécanique des particules se fait. Il est fonction de la disposition, de la taille et de la

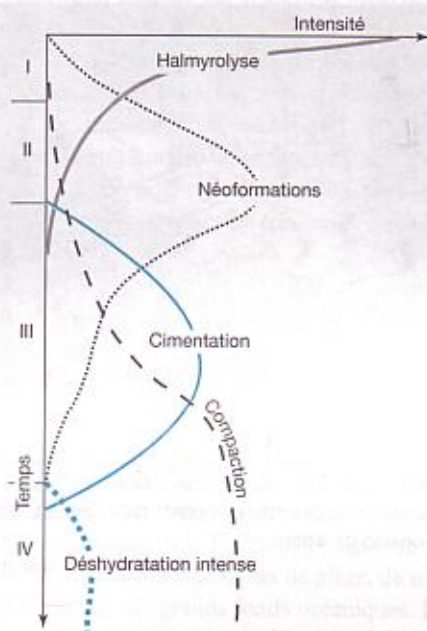


FIGURE 5.12. LES PRINCIPAUX MÉCANISMES QUI CARACTÉRISENT LA DIAGÈNESE. (Voir texte).

forme des particules. Ce réarrangement est plus important pour les particules argileuses en feuillets que pour les particules de grains sensiblement sphériques (où les structures sédimentaires liées au dépôt sont mieux préservées).

Dans le cas d'une sédimentation en milieu continental, la déshydratation peut aboutir à des figures sédimentaires caractéristiques comme les fentes de rétraction (polygones de dessiccation), (voir fig. 4.3, p. 159).

La zone d'halmyrolyse peut correspondre à une zone de dissolution intense. C'est le cas en particulier pour les tests d'organismes planctoniques : tests en aragonite, tests fragiles en calcite, opale des tests d'organismes siliceux. Les verres volcaniques (cendre, palagonite) sont également dissous rapidement. L'intensité de ces mécanismes de dissolution dépend évidemment de la nature des particules qui sédimentent et du temps durant lequel ils seront situés dans cette zone. Dans des zones à apport important, qu'il soit d'origine minérale ou biologique, cette dissolution sera peu marquée et la roche sédimentaire reflètera la composition initiale du sédiment. À l'opposé, dans des zones à apport très faible, la dissolution sera très importante et la roche sédimentaire ne reflètera plus la composition initiale du sédiment. Cela pose en particulier le problème de la datation ultérieure de ce sédiment à l'aide de la biostratigraphie. Dans les plaines abyssales, situées sous la CCD, on aboutit ainsi à des sédiments pratiquement azoïques.

Si la dissolution est importante, la zone d'halmyrolyse peut devenir une zone de précipitation et de néoformations de nouveaux minéraux à partir des ions libérés par la dissolution. Cela est le cas en particulier des minéraux argileux, ou des carbonates, ou encore des zéolites. Ce mécanisme peut se faire même dans des zones à vitesse de sédimentation élevée, mais dans des micromilieus, comme la néoformation de glauconie dans les cavités des tests d'organismes planctoniques. Ces minéraux permettent de préciser les conditions physico-chimiques du milieu de dépôt.

Il est important de considérer la zone d'halmyrolyse comme une zone de transformation rapide d'un matériel sédimentaire. Il est possible, là encore de considérer cette zone comme une roche-mère qui évoluera tant qu'elle sera en contact avec l'eau de mer et avec la matière vivante. Si ce contact est long, se formera un « sol ». S'il n'y a pas de sédimentation pendant une longue durée, par suite de la modification totale du sédiment on peut aboutir à une surface dure qui peut servir de support à une sédimentation chimique qui donnera une série condensée.

b) La diagenèse proprement dite

Lorsque le sédiment est recouvert par des sédiments plus jeunes, il va être isolé de l'action des agents atmosphériques et de la matière vivante. Commencent alors pour lui les mécanismes de la diagenèse proprement dite qui vont le transformer en roche sédimentaire. Sous l'effet de la pression lithostatique de la colonne sédimentaire qui le recouvre, il va subir déshydratation, compaction, élévation de température, modification de la composition des eaux interstitielles, dissolutions, recristallisations... Tous ces mécanismes font l'objet de nombreuses études.

Il est classique de distinguer quatre stades dans la diagenèse. Mais il est évident qu'ils ne sont pas séparés et que l'intensité de chacun de ces stades est fonction du matériel déposé (nature, organisation spatiale...) et des conditions géologiques locales (vitesse de sédimentation, contraintes tectoniques, circulation des fluides et fig. 5.12).

Le premier stade est celui qui vient d'être décrit : l'halmyrolyse.

Le second stade correspond à celui des néoformations, par suite de la présence des eaux interstitielles. C'est durant ce stade que se situent les précipitations telles celles de sulfures, d'oxydes, de certains minéraux argileux, de zéolites, ou encore d'opale.

Ces deux premiers stades correspondent aussi à une phase de compaction mécanique, sous l'effet de la pression lithostatique, ce qui correspond à un réarrangement des particules, et donc à une diminution de la porosité.

Le troisième stade est celui de la cimentation. Par suite de précipitations minérales dans la porosité restante, le

sediment se transforme progressivement en roche par cimentation issue de la précipitation de carbonates, ou de silicates qui lient les grains.

Le dernier stade de diagenèse, qui correspond à une forte compaction, correspond à une déshydratation des minéraux hydratés, à des dissolutions au contact des grains et à des recristallisations dans les espaces poreux disponibles.

La limite inférieure de la diagenèse (ou limite supérieure du métamorphisme est quelquefois définie par le comportement des minéraux argileux, qui par transformation aboutissent à la formation de deux minéraux stables : les illites et les chlorites, qui ultérieurement, durant le métamorphisme, se transformeront en muscovite.

1.3 CYCLE SÉDIMENTAIRE ET CYCLES EXTERNES

À l'issue de la diagenèse, les sédiments ont donné naissance à de nouvelles roches sédimentaires situées à des profondeurs de quelques centaines à quelques milliers de mètres par rapport à la surface de la Terre. Par remise à l'affleurement, suite à des phénomènes tectoniques ou à l'érosion des roches sus-jacentes, ces roches sédimentaires deviennent à leur tour des roches-mères et rentrent dans un nouveau cycle sédimentaire.

Ces nouvelles roches-mères issues d'un cycle précédent n'en gardent la mémoire que par les particules qui en sont issues, c'est-à-dire les plus résistantes à l'altération et à la dissolution. On a vu que les particules de quartz sont celles qui, de manière courante, (le diamant par exemple peut difficilement être considéré comme une particule commune), en raison de leur résistance à l'altération, vont servir de constituant pour une roche-mère ultérieure. Cela explique que les grès soient des roches géologiques très fréquentes dans les séries géologiques anciennes, alors que des roches fines de minéraux moins résistants seront totalement décomposées durant le cycle sédimentaire et seront moins préservées dans les formations les plus anciennes.

La notion de cycle sédimentaire recouvre l'ensemble des phénomènes, qui, en tous lieux et à tous moments, transforment les roches-mères. En réalité, des infinités de cycles se déroulent en permanence, à des vitesses différentes et selon des mécanismes particuliers. C'est par des bilans, par exemple apports de matériaux détritiques annuels à l'océan, ou taux de sédimentation dans une partie de l'océan, qu'on tente d'établir l'effet global de l'ensemble de ces cycles par unité de temps. De tels bilans permettent de définir les conditions moyennes qui prévalent à la surface du globe à une période donnée.

Ainsi, le cycle sédimentaire est le mécanisme d'aplanissement des reliefs continentaux. Les estimations sur la quantité de matériaux amenés à l'océan sont variables. Il

semble raisonnable d'estimer ces valeurs actuelles entre 13 et $15 \cdot 10^9$ tonnes/an pour les particules en suspension, et entre 3 et $4 \cdot 10^9$ tonnes/an pour les substances dissoutes. Dans ces conditions, l'ensemble des terres émergées serait arasé en moins de 50 millions d'années.

Cependant, s'il est logique de considérer en premier lieu comme roches-mères, les roches qui affleurent sur les continents, il est important d'avoir à l'esprit que d'autres roches-mères, en domaine océanique, peuvent être à l'origine d'autres cycles sédimentaires, et que l'importance quantitative des cycles sous-marins est au moins aussi grande que les cycles continentaux (fig. 5.13, p. 186).

LES ROCHES SÉDIMENTAIRES ET LE TEMPS : LA FORMATION DES CONTINENTS

Les roches sédimentaires peuvent continuer, par enfouissement progressif, à subir des élévations de température et de pression. Elles se transformeront alors en l'état solide et deviendront des roches métamorphiques (schistes, ardoises, gneiss, marbres...) qui, elles aussi, par remise à l'affleurement, pourront être des roches-mères. Enfin, si ces roches métamorphiques continuent à être soumises à des augmentations de pression et de température, des fusions partielles (anatexie) peuvent se produire et donner naissance à des magmas qui par refroidissement, les granites ainsi nés, pourront ultérieurement, par remise à l'affleurement, également devenir des roches-mères (fig. 5.14, p. 187).

On voit ainsi apparaître un concept très important pour l'histoire géologique. Toute roche qui est arrivée en surface de l'écorce terrestre entre dans le cycle sédimentaire et, de ce fait, va servir à l'élaboration de matériaux qui ne pourront plus retourner, dans leur grande masse, dans les parties internes du globe. Les mécanismes de subductions (voir p. 466), s'ils font disparaître les plaques lithosphériques nées à l'axe des dorsales, ne font pas subduire la pellicule sédimentaire posée sur elles, ou du moins seulement dans une très faible proportion. Cette phase sédimentaire, issue du cycle sédimentaire, va soit former des prismes d'accrétion sédimentaires, soit être transformée par métamorphisme et ultérieurement par magmatisme en des matériaux qui retourneront dans un nouveau cycle sédimentaire. Les matériaux juvéniles qui arrivent à la surface du globe terrestre sont constitués par des roches volcaniques ou plutoniques (arrivées différées). Dès le moment de leur mise en place, ils deviennent des roches-mères et entrent dans le cycle sédimentaire pour ne plus pouvoir en sortir.

Au cours du temps se forment ainsi les séries sédimentaires, puis la lithosphère continentale. En disposant de la connaissance des mécanismes qui caractérisent le cycle sédimentaire, il est possible de lire les messages sédimentaires inscrits dans ces roches.

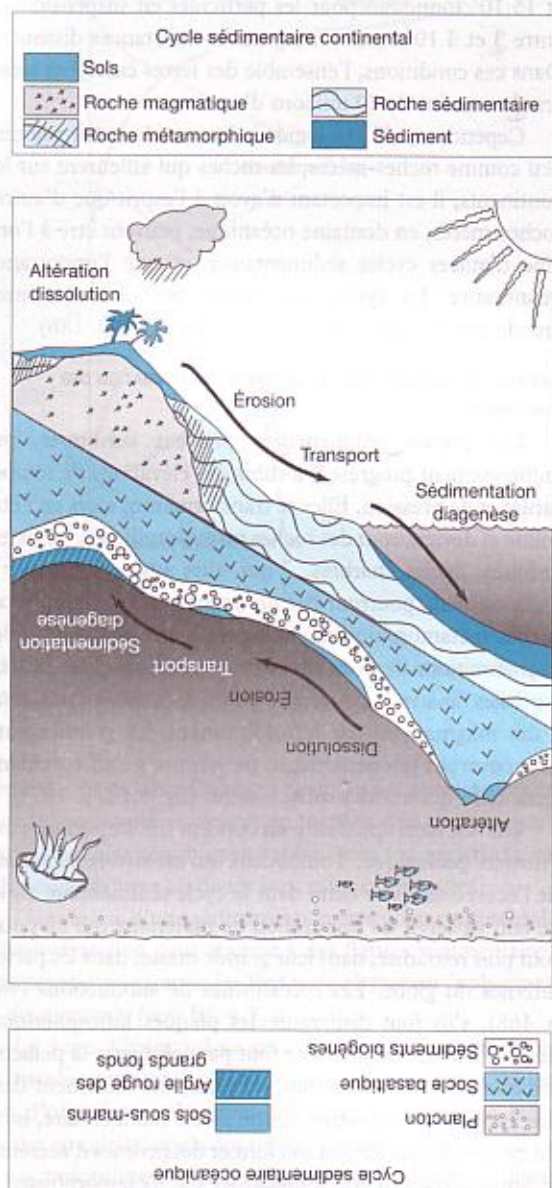


FIGURE 5.14. LE RÔLE GÉOLOGIQUE DU « CYCLE SÉDIMENTAIRE » AU COURS DU TEMPS : LA FORMATION DES CONTINENTS (p. 187)

Toute roche-mère, à la surface de la Terre, par l'action du cycle sédimentaire, se transformera en roche sédimentaire. Cette dernière, par remise à l'affleurement, peut redevenir une roche-mère. Elle peut également, par enfouissement, se transformer à l'état solide en roche métamorphique, par suite des augmentations de pression et de température. Cette roche métamorphique, par remise à l'affleurement, devient une roche-mère. Si, au contraire, elle continue à subir des élévations de pression et de température, par suite d'une fusion partielle, il se forme un magma. Ce dernier, par refroidissement, donnera le plus fréquemment des roches plutoniques, futures roches-mères. Ce magma peut également être à la base d'un volcanisme d'arc ou andésitique, c'est-à-dire des roches volcaniques qui dès leur mise en place, sont des roches-mères.

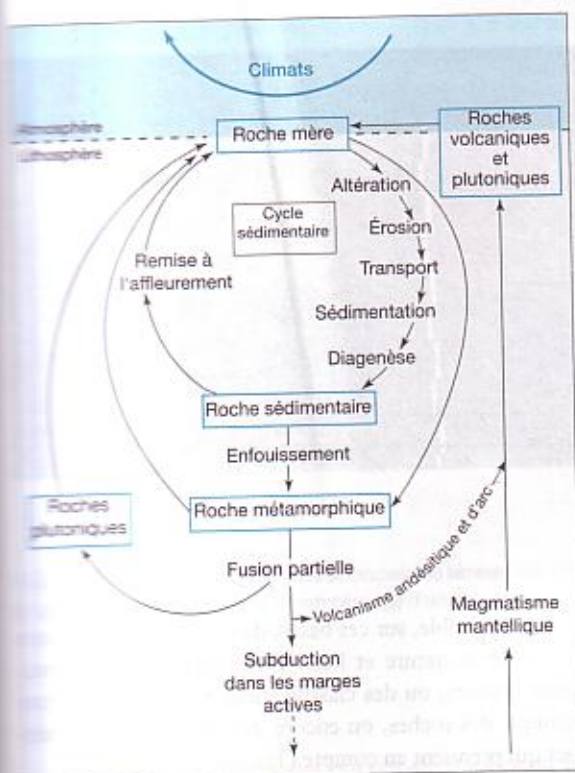
FIGURE 5.13. CYCLE SÉDIMENTAIRE CONTINENTAL ET CYCLE SÉDIMENTAIRE Océanique.

— Sur les continents, toute roche exposée à la surface de la Terre est une roche-mère et subit dans et sous un sol, altération, dissolution et érosion. Les matériaux ainsi élaborés sont transportés (les particules en suspension, les ions en solution) puis sédimentés. Après diagenèse se forment de nouvelles roches sédimentaires. La plus grande part des produits issus du cycle sédimentaire se déposent dans l'océan, du moins dans la partie adjacente au continent, pour y former la quasi-totalité des sédiments terrigènes (ou détritiques). Une partie des ions issus du continent servira à l'élaboration de la matière vivante. C'est cette image d'un cycle continental, avec des roches-mères fixes et des produits d'altération mobiles, qui est la plus évidente. Ce cycle continental contribue à l'aplanissement des reliefs et au comblement des réceptacles océaniques.

— Dans le domaine océanique franc (pélagique), où les sources d'apport continental sont très faibles (apports éoliens de fines particules, transports de particules silteuses ou argileuses par les courants océaniques), existe un autre cycle sédimentaire. Les roches-mères majeures sont de deux types : les matériaux volcaniques issus des dorsales océaniques ou du magmatisme intraplaque, et les matériaux d'origine biologique. Les matériaux volcaniques, dès leur mise au contact avec l'eau de mer, sont des roches-mères très instables et subissent une altération rapide. Les particules biogènes, après la mort des organismes, tombent vers le fond des océans pour former des sédiments biogènes carbonatés ou siliceux. Durant leur chute, les particules biogènes se comportent en roches-mères et subissent une dissolution. Ce n'est que si cette vitesse de dissolution est inférieure à la vitesse de sédimentation que peuvent se former des sédiments biogènes.

Dans les parties profondes de l'océan, en dessous de la profondeur de compensation des carbonates, et dans les zones où l'apport biogène siliceux est faible, les mécanismes de dissolution de toutes les phases (biogènes, terrigènes, volcanogènes) ne permettent pas la sédimentation des phases, mais entraînent la formation de sols sous-marins à partir de ces matériaux, qui seront alors des roches-mères.

Sous l'action des courants océaniques profonds, les phases issues de cette pédogenèse sous-marine (minéraux argileux, oxyhydroxydes Fe-Mn, zéolites...) pourront être retransportées vers les parties les plus calmes et les plus profondes des océans. Se formera alors le sédiment océanique ultime : les argiles rouges des grands fonds.



2. Les informations issues de l'étude des roches qui constituent une strate et des séquences de strates

À partir de la nature, l'organisation, et la répartition dans l'espace et dans le temps des roches sédimentaires, on peut tenter de lire le message ainsi préservé, afin de reconstituer l'histoire de la Terre. Il s'agit ici de présenter brièvement quelques unes de ces clés de lecture, en espérant ainsi inciter le lecteur à se précipiter vers le terrain et des ouvrages spécialisés. Parmi ces clés, il est indispensable d'évoquer la pétrographie des roches sédimentaires, leur faciès, les limites de strates, les principes de base de la stratigraphie avec la notion de séquence sédimentaire, enfin de discuter les causes et la durée des variations qui engendrent les strates et leurs limites.

2.1 LA PÉTROGRAPHIE : CARACTÉRISATION ET IDENTIFICATION DES DIFFÉRENTES ROCHES

Les roches qui constituent une strate sont décrites et analysées afin d'en établir la composition, la structure actuelle, de la nommer et de disposer des informations susceptibles de permettre de reconstituer son histoire jusqu'à son état actuel.

C'est sur la base d'une *classification* des différentes roches sédimentaires que se feront les distinctions pétrographiques. C'est ainsi que le passage vertical, dans une même strate, d'un grès à un silt, et qui correspond, à l'observation, à une diminution progressive de taille des grains, va se traduire par un changement de nom par suite d'une *convention* adoptée pour la classification des roches détritiques.

La classification des roches sédimentaires a fait l'objet d'une très importante littérature. Malgré cela, il n'existe pas, à l'heure actuelle, de classification unique et universelle. Cela provient à la fois des critères de base choisis pour établir des subdivisions et du choix de limites qui sont arbitraires. En fait, les classifications sont établies essentiellement en fonction des méthodes utilisées pour la caractérisation d'une roche (une classification basée sur l'observation à l'œil nu sera différente d'une classification basée sur des analyses chimiques) et des objectifs d'utilisation géologique des classifications ainsi proposées (le but d'une classification génétique ne sera pas identique à celui d'une classification systématique). Le choix des subdivisions en types de roches et donc des limites pour séparer ces types est souvent dicté par la simple constatation de l'abondance de tel ou tel type de roches ou de phases constitutives des roches (l'importance accordée aux grès ou aux calcaires dans les classifications provient du fait que ce sont les roches sédimentaires que le

On voit ainsi que toute roche ayant participé à un cycle sédimentaire deviendra un jour (lointain) une roche-mère. Seule une faible part de ces matériaux peut « échapper » à ces cycles. Il s'agit des matériaux déposés dans les zones de marges actives, dont une partie peut, associée aux roches volcaniques et plutoniques constitutives des plaques qui subduisent, être recyclée par brassage dans le manteau convectif.

Le cycle sédimentaire externe est alimenté en matériel juvénile par le magmatisme résultant d'une fusion partielle mantellique, en particulier le magmatisme lié à la formation puis à la subduction de la lithosphère océanique. C'est la quantité de ce matériel nouveau qui détermine la quantité de nouvelles roches-mères, et donc de nouvelle lithosphère continentale.

En remontant le temps, on conçoit que la proportion de lithosphère continentale était nécessairement de plus en plus petite. Les continents naissent du cycle sédimentaire.

On sait que cette accretion continentale a été très importante au Précambrien. Elle semble être faible actuellement. Ce bilan, mal connu actuellement, doit être appréhendé à la lumière des mécanismes géodynamiques et des bilans géochimiques.

Enfin, si la croûte continentale constitue actuellement 45 % de la surface de la Terre, elle n'en représente que 0,3 % de la masse. De manière imagée, il est possible de dire que le cycle sédimentaire, depuis que la première roche volcanique a servi de roche-mère, a produit une fine pellicule à la surface de la Terre : les continents. Incroyablement fine qu'elle a été nommée « écume de la Terre ».

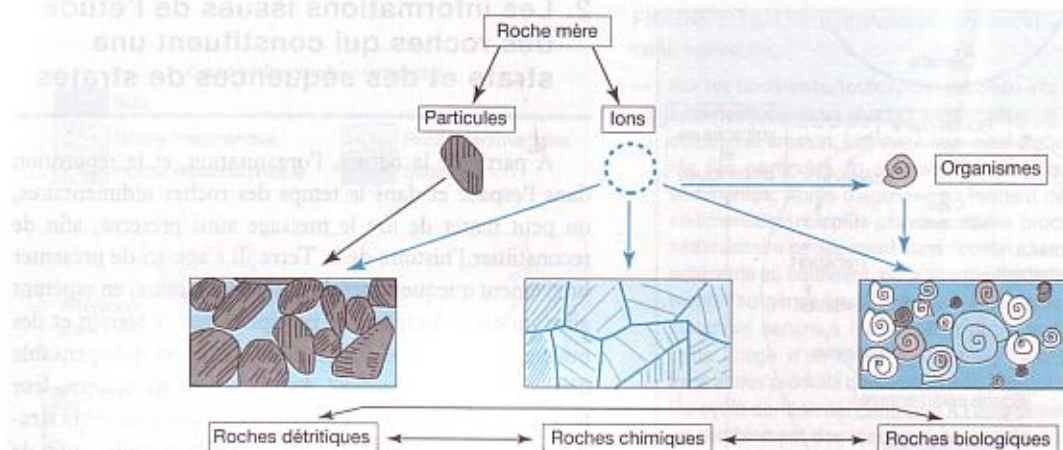


FIGURE 5.15. SUBDIVISIONS DE BASES DES ROCHES SÉDIMENTAIRES.

géologue rencontre le plus souvent et qu'il est, pour lui, indispensable de détailler les classifications de ces grandes familles).

La manière la plus simple, au départ, pour classer les roches sédimentaires est de partir des phases élaborées durant le cycle sédimentaire. La roche-mère fournit deux phases : des particules qui vont être transportées en suspension et des ions en solution.

Les particules, après leur dépôt, vont être cimentées à l'aide des ions et donnent ainsi les roches détritiques. Les ions peuvent, par précipitation et formation de minéraux, donner des roches chimiques. Ces ions peuvent également servir à l'élaboration de la matière vivante dont les restes fossilisés peuvent former ultérieurement des roches biologiques.

Ces trois grands groupes de roches sédimentaires, détritiques, chimiques et biologiques, se forment rarement de manière totalement indépendante. Il en découle que la plupart des roches sédimentaires correspond à un mélange de ces types de base et que toute classification doit prendre en compte cette complexité.

Les classifications usuelles des roches sédimentaires sont basées sur la nature, l'aspect et l'abondance des phases constitutives majeures. La détermination de ces caractéristiques est faite le plus souvent d'après l'observation au microscope optique, par l'étude d'une lame mince. Il s'agit donc d'estimer (ou plus rarement de calculer, soit par comptages, soit par analyses d'images) la surface occupée par les différents composants majeurs. Lors de la description de colonnes sédimentaires, à l'œil nu, soit à l'affleurement, soit lors de la description de forages, ces estimations peuvent se faire à l'aide d'abaques.

Il est possible, sur ces bases, de faire des classifications basées sur la nature et l'état pétrographique des constituants majeurs, ou des classifications basées sur la nature chimique des roches, ou encore des classifications génétiques qui prennent en compte l'histoire des roches.

La classification des roches les plus communes (silicatées et carbonatées) est présentée dans l'annexe p. 208.

2.2 LE FACIÈS : CARACTÉRISATION DU MILIEU DE FORMATION DU SÉDIMENT

L'analyse du faciès d'une roche a pour but d'établir les conditions physico-chimiques qui existaient au moment de la mise en place des particules ou des minéraux (lithofaciès), ainsi que l'environnement que cela constituait pour le monde vivant (biofaciès).

2.2.1 LE LITHOFACIÈS

Le lithofaciès est basé essentiellement sur la nature, la taille, la forme, l'agencement et l'évolution précoce des phases inorganiques primaires d'une roche afin d'en établir l'origine, le mode de transport jusqu'au lieu de dépôt avant modification éventuelle par diagenèse. Il s'agit de préciser les mécanismes de la sédimentation qui prévalaient à ce moment. Pour cela, on utilise quelques concepts de base :

- l'observation des structures actuelles dans différentes conditions de sédimentation, qu'il s'agisse des caractéristiques morphologiques des particules (morphoscopie), des figures sédimentaires (rides, dunes...) pour des dépôts, ou qu'il s'agisse de la formation de sols ou de dépôts chimiques par exemple, peut servir à l'identification de conditions analogues dans les dépôts anciens.

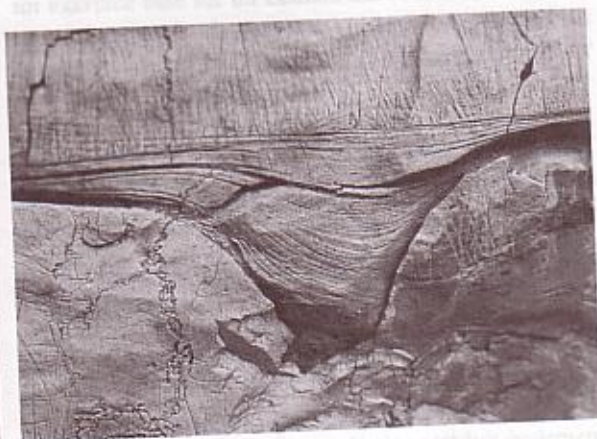


FIGURE 5.16. LAMINES. a) Lamines et faisceau de lamines dans le grès des Vosges. Le faisceau a une épaisseur de 50 cm. (Photo. G. Merzeraud). b) Lamines dans une structure de remplissage d'un chenal (de largeur d'une dizaine de centimètres) dans une strate calcaire (Photo. M. Hoffert).

- les données expérimentales qui ont été établies sur les transports de particules dans différents milieux (eau, air...) ou de formation directe (sols en milieu continental) peuvent être directement transposées sur les données obtenues par l'analyse d'une roche pour en établir le mode de dépôt.
- l'étude des conditions de stabilité des minéraux et des phases qui constituent une roche.

Pour les roches détritiques, l'étude des conditions hydrodynamiques de la sédimentation se fait à partir de la reconnaissance des différents types d'écoulements des particules qui déterminent des lamines, puis des structures sédimentaires. Cette approche a fait l'objet de nombreux ouvrages tel celui de Allen : « *Principles of physical sedimentology* ». On se bornera ici à une brève introduction à ce type d'approche.

a) Lamines et « structures sédimentaires »

L'observation de certaines strates indique qu'elles ne correspondent pas à une masse rocheuse homogène et que l'on peut y observer soit des variations pétrographiques, soit des structures sédimentaires.

Les lamines

Certaines strates, riches en particules détritiques, montrent une succession d'unités sédimentaires généralement millimétriques et parallèles entre elles, correspondant à des alignements de particules, formés par des phénomènes

contemporains de la sédimentation (courants, vagues, etc.). Ces petites unités de sédiments, appelées « lamines » sont généralement visibles à l'œil nu en raison des faibles variations de taille ou de nature des grains, qui existent d'une unité à l'autre. Une telle strate est composée par les dépôts répétitifs de particules dont les variations de taille et de nature sont assez distinctes pour être visibles à l'œil, mais assez voisines pour ne pas donner une « surface-limite » après consolidation.

Une telle unité sédimentaire de composition homogène et discernable à l'affleurement est appelée « *lamine* ». Il s'agit de la plus petite unité sédimentologique de matériel sédimentaire détritique déposée par un agent dynamique continu et dont les variations d'intensité se traduisent par des variations granulométriques ou pétrographiques qui forment la superposition des lamines.

Une strate formée de lamines correspond à la répétition d'événements sédimentaires (par exemple des conditions hydrodynamiques identiques) séparés par des variations de conditions de dépôt assez significatives pour être discernables dans la strate, mais suffisamment proches pour ne pouvoir aboutir à une strate après consolidation. Une telle strate est dite formée de *faisceaux de lamines*. Il convient cependant de préciser cette notion. Dans le cas où ces lamines constituent des structures organisées comme des rides, elles se forment sous l'effet d'un processus continu et parfaitement constant en intensité. C'est alors la morphologie qui se crée sous l'effet du courant qui est la cause de

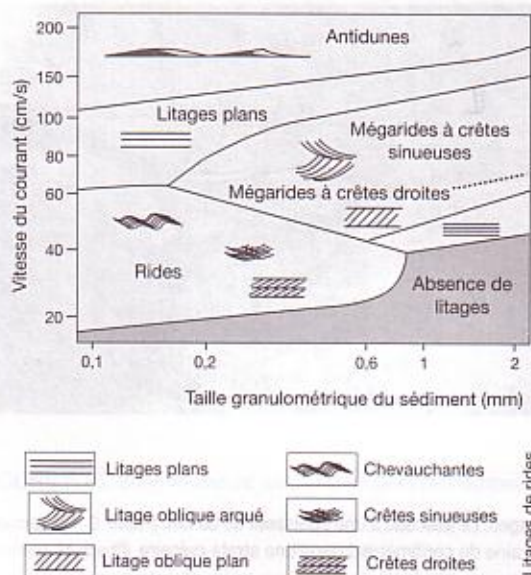


FIGURE 5.17. RELATIONS ENTRE LA GRANULOMÉTRIE, LA VITESSE D'UN COURANT UNIDIRECTIONNEL ET LES DIFFÉRENTS TYPES DE STRUCTURES SÉDIMENTAIRES FORMÉES. Quelques litages principaux correspondant à la migration de ces structures ont également été reportés à titre indicatif.

la formation des lamines, il suffit d'imaginer la formation d'une dune dans le désert, sous l'effet du déplacement des particules par le vent, pour comprendre que progressivement se constitue une morphologie de ride asymétrique, et que le simple déplacement par gravité aboutit à former des lamines.

b) Les litages

L'organisation géométrique des lamines et des faisceaux de lamines à l'intérieur des strates est appelée *litage*. Ce sont les différents litages qui permettent d'identifier des figures sédimentaires comme les rides ; c'est sur l'étude des litages qu'est basée en partie l'étude des lithofaciès des roches. On considère que les litages sont le produit de la resédimentation de particules détritiques sous l'action d'un agent de transport (air, eau...) ou de phénomènes gravitaires. C'est l'intensité de l'agent de transport, ainsi que la taille, la morphologie et la nature des particules qui détermineront la géométrie des lamines.

La formation dans les milieux de sédimentation actuelle de figures sédimentaires bien connues comme les rides de vague en bord de mer, ou les dunes de sable dans les déserts, a été rapidement rapprochée de figures similaires dans les strates anciennes. Cette étude de reconstitution

des milieux de sédimentation anciens par l'analogie avec des figures identiques dans des milieux de sédimentation actuels caractéristiques a été très intense et a servi de base à argumenter sur l'enregistrement sédimentaire des paysages anciens et donc à servir à reconstituer une histoire à partir de la succession de paysages au cours du temps.

On distingue quelques grands types de litages selon que l'écoulement qui les provoque est unidirectionnel ou lié à des mouvements oscillatoires. Dans le cas d'un courant unidirectionnel, des structures sédimentaires liées à la taille des particules et à la vitesse du courant, se forment. Ainsi l'observation de ces structures dans des séries anciennes permet de reconstituer les conditions hydrodynamiques du moment de la formation.

2.2.2 LE BIOFACIÈS

Le biofaciès est basé sur les indications de milieu données par certains fossiles ou par des traces d'activité organique fossilisées. On parle de « fossiles de faciès » pour ceux dont on estime connaître les conditions d'existence assez précises dans un environnement donné. Il s'agit d'une démarche « paléocéologique » (Gall, 1995) basée surtout sur l'analyse morphofonctionnelle des êtres vivants. On retrouve encore une démarche basée sur le principe « causes actuelles-causes anciennes » dont on voit l'importance pour la véracité de telles démarches.

2.2.3 LE FACIÈS

Le faciès d'une roche, somme des lithofaciès et biofaciès, correspond donc à une première interprétation des conditions physico-chimiques et biologiques de la formation d'un dépôt à partir des phases qui en ont été fossilisées et avant déformation éventuelle de ces dernières par la diagenèse. Le faciès d'une roche est indépendant du moment de sa formation. Une analyse de faciès n'implique pas de connaître l'âge de la roche. On change de faciès quand un des paramètres physiques ou chimiques de description correspond à un changement connu (hydrodynamique, chimique ou biologique). Dans une zone de dépôt de particules, la limite d'un faciès correspond à une rupture hydrodynamique.

Les conditions physico-chimiques qui prévalent à un endroit, pendant un intervalle de temps donné, varient latéralement. Durant cette même durée, des dépôts de nature et/ou d'épaisseur différente peuvent se faire. Ce qui correspond à une strate à un endroit donné peut se traduire par deux ou plusieurs strates à un autre endroit.

Dans son extension latérale, une strate présente nécessairement des variations de faciès. Ces dernières traduisent alors des variations géographiques qui existaient au moment du dépôt.

a) Le milieu de dépôt

L'association latérale de faciès dans une même strate, par leur association préférentielle et leur variations progressives, peut être, par analogie avec l'observation des phénomènes actuels, rapportée à des milieux de dépôt (cône alluvial, chenal fluvial...) clairement identifiés. Ainsi, un chenal fluvial peut être défini par l'association d'une morphologie d'un substratum (la forme initiale du chenal) et d'un processus dynamique de transport et de dépôt des particules sédimentaires par l'eau qui entraîne le remplissage progressif du chenal. Selon la position dans le chenal, et le stade de remplissage, se produiront des faciès différents, mais liés par une évolution progressive dans le temps et une situation dans l'espace.

Un milieu de dépôt correspond à une morphologie qui induit un type d'écoulement des agents de transport.

b) Les environnements sédimentaires

L'association de milieux de dépôts caractéristiques d'une aire morphologique ou de conditions climatiques singulières, toujours par référence aux systèmes actuels, permet d'identifier des environnements sédimentaires (glaciaire, désertique, deltaïque...). On aboutit ainsi à la notion de *paléoenvironnement* puis de *paléogéographie*, qui, de manière idéale, est la façon de faire revivre des paysages anciens et leur évolution au cours des temps géologiques. Le principe causes actuelles-causes anciennes trouve ici son application principale.

2.3 LES LIMITES DE STRATES ET LEUR SIGNIFICATION

Une superposition de strates sédimentaires correspond à un enregistrement discontinu et fragmentaire d'une histoire géologique locale. Avant de chercher des liens génétiques entre des strates, il convient de préciser la signification des limites de strates.

Les limites de strates peuvent avoir trois origines : diagenèse, érosion, ou arrêt de sédimentation assez long pour pouvoir être enregistré dans les dépôts. Après avoir brièvement caractérisé ces types de limites, les causes qui les engendrent sont discutées.

2.3.1 LIMITES LIÉES À DES MODIFICATIONS DIAGÉNÉTIQUES

Des variations progressives de composition des dépôts sédimentaires meubles peuvent correspondre, après compaction et diagenèse, à des strates bien délimitées. Le mécanisme de transformation diagénétique fait apparaître des seuils de propriétés pétro-physiques. Ces limites de strates ne correspondent pas à une interruption de l'enregistrement sédimentaire. Pour illustrer un exemple de limites de strates dues à des modifications diagénétiques,

un exercice basé sur un examen des « séries rythmiques » est proposé en fin de chapitre, qui expose les arguments permettant de conclure à une origine diagénétique pour expliquer ces séries alternantes.

2.3.2 LIMITES PAR ABSENCE DE DÉPÔT OU « LACUNE SÉDIMENTAIRE »

Deux strates peuvent être séparées par une limite qui correspond à une période de temps durant laquelle rien ne s'est déposé. La mise en évidence de cette lacune sédimentaire se fait soit sur la base de la possibilité de datation des deux strates superposées qui conduit à admettre l'absence de sédimentation. Une lacune sédimentaire peut également être identifiée par la superposition de faciès qui ne devraient pas, d'après la loi de Walther (p. 194), être juxtaposés.

Une longue période de non-dépôt se traduit également par des modifications des écosystèmes qui s'installent.

L'origine de cette période de non-dépôt peut être variée : absence d'apport sédimentaire, absence de dépôt par modification de la capacité de transport du matériel qui se déposait au préalable.

Une très longue période de non dépôt aboutit à une série condensée.

2.3.3 LIMITE PAR ÉROSION

L'aspect de la limite de strate permet de mettre en évidence des mécanismes érosifs, c'est-à-dire des mécanismes physico-chimiques qui ont provoqué le redéploiement de dépôts qui s'étaient déjà mis en place. La limite de la strate correspond au temps durant lequel s'étaient déposés les sédiments qui ont été érodés, ajouté à la durée de la phase de non dépôt à l'origine de ce mécanisme érosif.

2.3.4 DISCUSSION SUR LA SIGNIFICATION DES LIMITES DE STRATES

Une limite de strate est l'enregistrement d'une phase de déséquilibre, sauf dans le cas des limites d'origine diagénétique qui traduisent des fluctuations progressives.

Ces périodes de déséquilibre traduisent des modifications des conditions géologiques assez intenses, au moins localement, pour modifier durant un laps de temps les types ou les quantités de sédiments qui se déposent à un endroit, ou pour empêcher toute sédimentation. Une limite de strate est donc une discontinuité.

Les limites de strates traduisent soit des variations assez intenses pour être enregistrées dans la lithologie, soit des modifications de l'environnement géologique, assez importantes pour se traduire par une lacune de sédimentation. Dans les deux cas, les variations de durée et d'intensité des causes qui en sont à l'origine seront inscrites dans les limites des strates, qui sont donc, au même titre que les strates, des enregistrements de l'histoire géologique. Selon la durée,

l'intensité et l'extension des causes, la limite de strate aura valeur locale, régionale ou globale.

La durée des causes de variations peut correspondre à trois types :

- instantanée (ou catastrophique) : cas d'une météorite géante, crue d'une rivière
- cycliques (marée, lune, année, astronomique, cycle de Wilson) (p. 308)
- linéaire irréversible (évolution, taille des continents).

Chacun de ces types de variations peut avoir des intensités différentes.

À l'exception des catastrophes, les mécanismes de variations sont tous progressifs, mais à des échelles de temps et d'intensité variables, et reliés entre eux à des échelles progressives.

Le heurt de deux plaques lithosphériques induira des variations eustatiques, des formations de bassins sédimentaires, des modifications climatiques, des changements de relief qui modifieront la circulation des eaux superficielles. Un lieu de sédimentation subira les effets de toutes ces modifications, mais de manière non synchrone et avec des intensités variables. Une cause d'amplitude globale (eustatisme, cinétique des plaques...) aura nécessairement des répercussions sur l'ensemble des dépôts, car elle entraînera des variations de morphologie des zones de dépôts, des variations des aires émergées, des modifications climatiques.

Cependant, l'enregistrement de cette cause dans les séries sédimentaires ne se fera pas avec la même intensité, ni avec une nature de dépôts identiques, ni même de manière strictement synchrone selon le lieu de dépôt considéré.

Une variation du niveau marin de quelques dizaines de mètres aura une répercussion directe très importante sur la plate-forme continentale, alors que son incidence sur la sédimentation dans les plaines abyssales sera moins grande (mais existera cependant). Cette même variation pourra avoir pour effet de modifier la circulation des courants océaniques et se traduira ultérieurement par des modifications des zones d'érosion et de dépôts en domaine océanique.

Certains dépôts peuvent caractériser à de longues périodes de lacunes de sédimentation.

En milieu continental, la notion de lacune sédimentaire correspond à l'exposition d'un dépôt sédimentaire aux mécanismes d'altération par lesquels débute le cycle sédimentaire. C'est donc la formation d'un sol à partir de la partie supérieure de la strate sédimentaire la plus superficielle, qui est la manifestation d'une lacune sédimentaire. Cette lacune s'accompagne d'une disparition d'archives géologiques.

En milieu aquatique, une lacune sédimentaire correspond à l'exposition à l'eau d'une même surface sédimentaire, durant un temps long, ce qui entraînera trois modifications majeures :

- Comme en milieu aérien, la surface de la strate la plus superficielle va se comporter comme une roche-mère et servir de roche-mère, en subissant altération et érosion. Ces mécanismes d'altération, essentiellement des phénomènes de dissolution des particules minérales et organiques qui composent le dépôt sédimentaire, se feront à des vitesses et des conditions différentes de celles connues en milieu aérien, mais ils peuvent avoir des effets très importants lorsque la durée d'exposition est longue, ou si le milieu est très particulier.

- La surface d'exposition à l'eau de mer va être le lieu de manifestations biologiques spécifiques, en particulier la bioturbation ou l'implantation d'organismes adaptés à des conditions de non sédimentation. Ce dernier point mérite une réflexion. Il est possible d'imaginer un lieu sous-marin où l'apport sédimentaire détritique et biodétritique « normal » cesse et qu'il soit remplacé par des organismes adaptés à ce nouvel environnement. Ces derniers pourront constituer ce qu'il est classique d'appeler un « niveau fossilifère ». Ce dernier, bien que peu épais, et de nature différente des strates sous-jacentes, sera une strate au sens plein du terme. On utilise quelquefois le terme de « série condensée » pour désigner des dépôts sédimentaires peu épais mais qui correspondent à une longueur importante de temps. Il s'agit bien d'une durée de conditions de sédimentation homogènes, donc d'une strate.

- La surface durcie devient le lieu d'une sédimentation chimique qui aboutira à la formation de niveaux ferrugineux, phosphatés, de croûtes de manganèse...

Les limites de strates doivent être considérées comme des strates à part entière. Elles correspondent à un intervalle de temps et à leur matérialisation, qu'il s'agisse d'un plan limite ou d'un dépôt chimique. Ces limites enregistrent les conditions physico-chimiques qui ont prévalu durant cet intervalle de temps.

2.4 LA SUPERPOSITION DES STRATES : LA STRATIGRAPHIE ET LES SÉQUENCES

Dès l'origine de l'étude géologique des roches sédimentaires, les superpositions de strates ont été interprétées comme l'enregistrement de l'histoire géologique à la surface de la Terre. La description de la succession de ces strates, de leurs relations génétiques, et leur interprétation, constituaient une discipline ambitieuse des sciences de la Terre :

la *stratigraphie* dont l'ambition est de raconter l'histoire de la Terre.

Dans une série sédimentaire, le nombre de strates superposées est toujours très élevé. La plupart d'entre elles ont une épaisseur décimétrique ou métrique. Aucune logique, *a priori*, n'en détermine l'origine, la nature, l'épaisseur, ni la géométrie. Une lecture strate à strate est une tâche titanesque, en raison du nombre considérable de strates, de leur variations locales, régionales, voire globales, ainsi que du caractère déformé et fragmentaire du message éventuellement contenu dans chacune d'elles. La stratigraphie, à l'aide d'approches différentes se propose de dégager des unités, à valeur locale ou globale, faites de strates génétiquement liées, qui permettent de reconstituer une histoire et de subdiviser le temps.

Le père de la stratigraphie est vraisemblablement Stenon qui, en 1669 écrit : « *Les couches fossilifères résultent d'un dépôt aqueux, leur surface doit donc être horizontale. Toutes les couches ... sont contenues entre deux plans parallèles à l'horizontale ... et sont de plus en plus récentes au fur et à mesure qu'on remonte dans la série* ». On retrouve dans cette proposition les principes de base des analyses stratigraphiques.

2.4.1 LES PRINCIPES DE « BASE » DE LA STRATIGRAPHIE

a) Principe de superposition

De deux strates superposées, la strate supérieure est la plus récente.

Ce principe, qui actuellement paraît « évident », implique, en raison du nombre de strates qui constituent une série sédimentaire, une longueur du temps importante, sans qu'il soit possible de l'évaluer. Simultanément, il introduit la datation relative « plus jeune que... plus vieux que... » et est donc le fondement de la stratigraphie et de la datation relative. Il s'applique à toutes les roches qui présentent des structures stratifiées (coulées de laves). Une extension de ce principe génétique est celui du recoupement de structures : une structure plus jeune recoupe les structures plus anciennes (filons).

Ce principe s'applique aisément si les strates se trouvent dans leur position de dépôt et si leur géométrie est proche de celle de plans superposés. Dans le cas de déformations tectoniques pouvant aller jusqu'à une inversion de la disposition initiale (cas de plis horizontaux), ou dans le cas de strates ayant une géométrie particulière, comme les strates « entrecroisées », l'utilisation de « critères de polarité » permet, dans les cas où ils sont identifiables, de déceler le « haut » et le « bas » de la strate. Ces critères sont de plusieurs types ; ils peuvent correspondre à des variations

de granulométrie des particules et traduisent alors des modifications des conditions de transport durant le temps de dépôt des matériaux de la strate, il peut s'agir de traces d'activité ou de restes d'organismes dont la position de vie est connue par rapport à des organismes voisins actuels et qui s'installent sur la partie supérieure des dépôts après leur mise en place. Dans le cas des stratifications entrecroisées, c'est le recoupement des lamines d'une strate par celles d'une autre strate qui servira de critère. Cela signifie que des événements se succèdent à l'intérieur même d'une strate qui permettent de l'orienter.

b) Principe de continuité latérale

Une strate continue est de même âge sur toute son étendue, quel que soit le faciès.

Dans cette formulation, ce principe peut prêter à confusion. En effet, on vient de voir que le simple fait de pouvoir quelquefois trouver des critères de polarité dans une strate indique des événements qui se sont succédés dans le temps, ce qui implique qu'il y a des parties plus jeunes ou plus vieilles à l'intérieur d'une strate. Ce principe considère comme unité de base de temps la durée de dépôt qu'il a fallu pour mettre en place un faciès compris entre deux surfaces limites de strates.

Ce principe, à caractère géométrique, est destiné à corréler des strates, qui ne sont pas jointives, mais qu'il est possible de caractériser par leur faciès. On verra que le pouvoir de résolution, par l'usage des fossiles stratigraphiques, n'atteint pas la strate et ne peut donc pas être utilisé pour des corrélations fines. Ce principe, basé surtout sur le lithofaciès, est surtout à usage local ou régional, mais ne peut en aucune manière avoir valeur globale.

Le faciès d'une roche reflète les conditions locales de la mise en place des sédiments qui la constituent. Suivre latéralement une strate signifie nécessairement constater des variations latérales leur faciès (passage progressif d'un milieu de sédimentation à un autre). Une même strate va latéralement changer de faciès, en particulier de lithofaciès. Cela accentue l'utilisation locale ou régionale de ce principe pour l'établissement de corrélations. Enfin, si l'on admet que les limites qui caractérisent une strate sont synchrones, selon le milieu de sédimentation considéré, l'épaisseur d'une strate sera variable. En aucun cas, l'épaisseur d'une strate ne peut servir à l'identification d'une strate, ni à estimer la durée qu'elle représente.

c) Principe d'identité paléontologique

Deux strates contenant les mêmes fossiles sont de même âge.

Il est évident que tous les fossiles ne peuvent être utilisés pour l'application de ce principe. On a défini la notion de

« *fossile stratigraphique* ». Pour être admis au club des fossiles stratigraphiques, il est vital de répondre à trois critères :

- *évolution rapide de l'espèce* de manière à avoir une extension faible dans le temps (le coelacanth ne sera pas membre du club)
- *vaste répartition géographique*, c'est-à-dire des taxons relativement indépendants par rapport au milieu de sédimentation et tolérants à l'égard des variations physico-chimiques du milieu. Il s'agit essentiellement d'espèces marines (kangourou refusé au club)
- *grand nombre d'individus* (abondance des individus et grand potentiel de fossilisation) de manière à avoir une probabilité relativement élevée de les trouver dans une strate.

Il faut préciser également que ce principe suppose des conditions de préservation identiques pour les individus qui se trouvaient dans le sédiment au moment de la formation de la couche.

On constate que ces principes sont peu dépendants de la lithologie des strates. Ils sont destinés à permettre d'établir une chronologie relative des strates, en fonction de critères géométriques et biostratigraphiques. Simultanément, ces principes visent à l'« universalité ». Il est certain que certains fossiles, en particulier les espèces continentales ou celles à biotopes très restreints, ont une valeur stratigraphique locale. Mais si l'on souhaite établir l'histoire de la Terre dans sa globalité, ce qui était le cas au moment de l'établissement de ces principes, seuls des critères à valeur globale peuvent être retenus.

La première démarche de la stratigraphie a consisté à essayer de regrouper des strates en ensembles homogènes et génétiquement liés.

2.4.2 LE CONCEPT DE SÉQUENCE ET D'ANALYSE SÉQUENTIELLE

Une des premières voies qui permette d'assimiler plusieurs strates à un ensemble sédimentaire plus grand est de chercher à identifier des modes de filiations entre des strates superposées, d'établir des règles qui régissent la succession verticale des strates, de fixer des principes de base d'analyse stratigraphique. C'est ainsi qu'est née la notion de *séquence stratigraphique*. Cependant le terme « séquence » recouvre des concepts différents. À travers trois exemples bien connus dans la littérature géologique, il est possible d'illustrer la complexité de la notion de séquence, puis d'en discuter l'usage en sciences de la Terre.

a) La loi de corrélation des faciès ou « loi de Walther » (1894)

Sous cette dénomination de « loi », on désigne le concept de base des relations génétiques logiques entre des strates

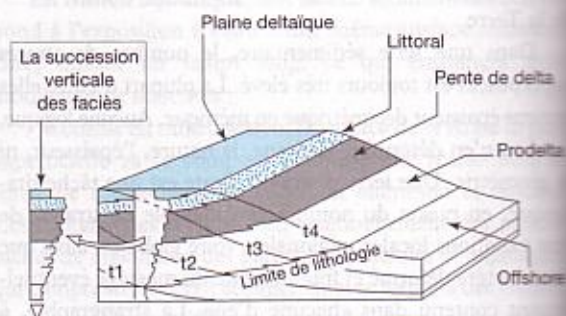


FIGURE 5.18. ILLUSTRATION SCHÉMATIQUE DE LA LOI DE WALTHER.

En milieu deltaïque, les faciès varient horizontalement depuis la plaine deltaïque jusqu'au large du rivage (offshore). Au cours du temps, l'accumulation des dépôts provoque une migration latérale de ces différents faciès. Les lignes de temps indiquées sur la figure visualisent ces déplacements de faciès.

Un prélèvement vertical, dans sa succession verticale des faciès, enregistre dans le temps leur succession longitudinale. Les milieux de dépôts, trouvés actuellement côte à côte, se retrouvent verticalement dans une série ancienne.

(D'après Homewood)

superposées par rapport aux variations latérales de faciès dans une même strate, tel qu'il a été énoncé par Walther en 1894 dans son livre *Lithogenesis der Gegenwart* (chapitre intitulé *Der Facieswechsel*) et traduit par Lombard : « On ne peut rencontrer en superposition que les faciès et les provinces à faciès géologiques qui sont juxtaposés à l'heure actuelle. » Cette définition diffère de celles qui sont généralement proposées dans les manuels de sédimentologie et qui sont formulées ainsi : « Seuls les faciès adjacents à un moment donné au sein d'un environnement sédimentaire peuvent se retrouver associés verticalement au sein d'une même colonne sédimentaire. »

En 1993, Middleton commente la loi de Walther, ainsi que les déviations que l'on constate par rapport à la définition originale.

1. Cette loi est basée sur l'actualisme (...à l'heure actuelle) et l'uniformitarisme bien que ce terme ne soit pas utilisé. Walther parle de « méthode ontologique » et précise que les explications génétiques les plus satisfaisantes des phénomènes anciens s'obtiennent par analogie avec des processus géologiques actuels. « Par l'existant, nous expliquons la genèse ».

Cela montre clairement que, contrairement à la conception de Lyell, l'actualisme, pour Walther, n'est pas un principe, mais une méthode de travail. S'il est certain pour lui que des faciès existaient autrefois qui ne sont pas

observables dans l'actuel, ce dernier est seul à même de permettre une approche rigoureuse, et donne des explications pour la plus grande part des superpositions de strates observées.

On pourrait dire que « le présent est, hélas, la seule clé du passé » et que lui seul permet une démarche naturaliste reproductible et rigoureuse.

2. *Cette loi n'est pas réversible.* La séquence verticale ne reproduit pas toujours la séquence horizontale, ce qui exclut l'idée d'un cycle idéal qui pourrait servir de référence pour les analyses séquentielles. Certains faciès représentent des alternatives de stades différents du développement d'un cycle particulier.

3. *Cette loi ne s'applique que pour les caractéristiques primaires des roches, avant diagenèse.* C'est ce qui est nommé ici « faciès » d'une roche, par opposition à sa pétrographie. Walther définit le faciès comme « l'expression lithologique d'un environnement sédimentaire ». Dunoyer de Segonzac (1968) a montré que c'est Walther qui, le premier, a défini dans son sens actuel le terme de diagenèse afin de préciser la notion de faciès.

APPLICATION DE LA LOI DE CORRÉLATION DES FACIÈS

Les variations de faciès observées en remontant des strates sédimentaires verticalement traduisent des migrations progressives des milieux de dépôt. Cela peut être dû soit à des variations eustatiques, soit à une subsidence progressive, soit encore à un comblement progressif d'un lieu de sédimentation.

Cette loi implique que les changements de faciès soient progressifs. Dans le cas contraire, ces changements traduisent une rupture, une limite importante dans les facteurs qui déterminent les milieux de dépôt.

Il convient d'appliquer cette loi avec circonspection. La caractérisation des lithofaciès des strates n'est pas toujours aisée ; de plus un milieu de dépôt est souvent caractérisé par l'association de plusieurs faciès (on parle de *faciès équivalents d'un milieu de dépôt*). L'exemple le plus classique est celui d'un milieu de dépôt fluvial qui comprend des chenaux, des levées et une plaine alluviale, unités morphologiques caractérisées par des faciès particuliers.

La loi de Walther s'applique à toutes échelles d'espace et de temps. Il est clair que les paramètres qui induisent des variations locales (dans un chenal par exemple) n'ont qu'une origine locale (on parle souvent de « paramètres microcycliques »), alors que des variations régionales ou globales se font sous l'influence d'événements d'intensité beaucoup plus importantes, telles les variations eustatiques (on parle alors de « paramètres allocycliques »).

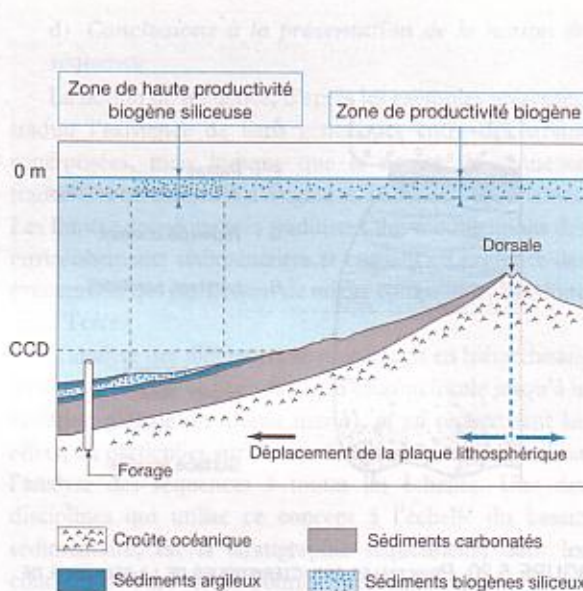


FIGURE 5.19. PRINCIPES DE LA SUPERPOSITION DES FACIÈS (OU LOI DE WALTHER) APPLIQUÉES AUX SÉRIES SÉDIMENTAIRES Océaniques PÉLAGIQUES.

Un point situé sur le socle basaltique se déplace perpendiculairement à l'axe de la dorsale et simultanément s'affaisse par suite de la subsidence thermique. Il va être couvert d'un sédiment carbonaté dont l'épaisseur va croître avec le temps. Lorsque l'interface eau-sédiment passe sous le niveau de compensation des carbonates, la sédimentation devient argileuse et l'épaisseur des dépôts va également augmenter avec le temps, mais à un taux beaucoup plus faible. Si, au cours de son déplacement, le point passe sous une zone de productivité biogène importante, comme cela est envisagé sur la figure, le temps de ce passage sera marqué par un sédiment biogène siliceux. Le long d'un forage, la colonne sédimentaire verticale correspond à la succession horizontale des faciès qui se déposent actuellement.

(D'après Lancelot).

En ce qui concerne la relation entre tectonique des plaques et loi de Walther, on peut affirmer que la répartition des sédiments océaniques, à l'échelle de la répartition des grands ensembles de sédiments, peut être considérée comme une application de la loi de Walther. Au fur et à mesure qu'une plaque lithosphérique s'éloigne par rapport à la dorsale océanique où elle est née, les sédiments qui vont se déposer verticalement, en un même point mobile, vont traduire les variations progressives des conditions de dépôts qui correspondent à ce point mobile.

Loi de Walther et événement : si les variations de faciès sont discontinues, cela traduit un événement qui a provoqué

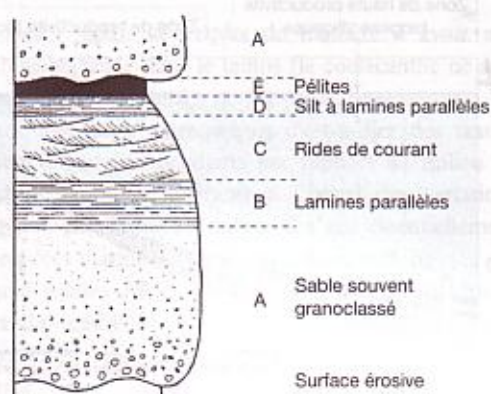


FIGURE 5.20. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DE LA SÉQUENCE DE BOUMA (DU BAS VERS LE HAUT)

- Une surface érosive caractérise la limite inférieure de la séquence.
- L'intervalle A est un ensemble sableux sans structure interne, en général granoclassé.
- L'intervalle B, souvent en continuité progressive avec l'intervalle A, présente des lamines parallèles.
- L'intervalle C se caractérise par la présence de rides de courants. Le matériel sableux est plus fin que dans les intervalles inférieurs.
- L'intervalle D, à limite inférieure souvent nette, présente des lamines planes et parallèles à partir d'un matériel fin (souvent silteux).
- L'intervalle E est constitué de matériel fin dans lequel aucune structure n'est discernable.

SIGNIFICATION DE CETTE SÉQUENCE

L'ensemble de la séquence a, en général, une épaisseur de quelques décimètres, mais cela peut être très variable. Lors de l'observation sur le terrain, on observe souvent des séquences tronquées.

L'interprétation de cette séquence est faite à l'aide d'une approche hydrodynamique. Un flux turbiditique débute par le déplacement d'une masse turbide dont l'énergie est assez intense pour provoquer une érosion (limite inférieure de la séquence). L'intervalle A correspondrait à un dépôt rapide de particules relativement grossières, mais sans structures internes par suite de l'intensité des mouvements de turbulence dans la masse turbiditique, et qui entraîne cependant un granoclassement des particules déposées. Les intervalles B, C et D représentent des dépôts sous l'action de courants unidirectionnels d'intensité décroissante. La signification de l'intervalle E n'est pas évidente. Il peut s'agir des derniers matériaux les plus fins transportés par le flux turbiditique, mais il peut s'agir également de la sédimentation par chute verticale de particules, qui correspond au fond sédimentaire normal en ce lieu. Selon l'une ou l'autre interprétation, cette séquence E est ou non liée à la séquence proprement dite.

des changements d'environnements brutaux. Il y a *discontinuité* dans la colonne sédimentaire, ce qui traduit une modification des conditions de dépôts plus intense que celles qui sont à l'origine des séquences (nécessairement encadrées par des discontinuités). L'une des manières de constater une telle discontinuité est l'érosion de dépôts, une autre est de mettre en évidence des condensations de temps à l'aide de l'analyse paléontologique.

b) La séquence de Bouma et la séquence turbiditique (caractère local et instantané)

Un des modes de déplacement des particules est celui lié à l'action de la gravité (ou processus gravitaires). Ce mécanisme, que, par analogie, on peut comparer aux avalanches neigeuses, produit des effets différents en milieu aquatique selon la structure, la cohésion du matériel déplacé, ainsi que selon la morphologie du lieu où se fait le déplacement. Il peut s'agir de glissements de terrain, de déplacements en masse, de coulées boueuses, jusqu'à des déplacements de masses d'eau contenant des particules en suspension. Lorsque les grains ne sont pas liés les uns aux autres au moment du transport par le fluide, on parle de turbidite. Bien entendu, tous les intermédiaires entre ces états caractéristiques de déplacement existent.

Les turbidites ont fait l'objet de travaux abondants, à l'aide d'observations de processus de sédimentation actuelle (en particulier sur les marges océaniques), à l'aide de travaux expérimentaux sur le transport des particules, mais aussi à partir d'observations et d'analyses des séries sédimentaires anciennes.

Cela est le cas en particulier du travail de Bouma qui, en 1962, décrit la succession caractéristique et idéale des structures sédimentaires dans des séries anciennes des flyschs gréseux des Alpes françaises. Le terme de « séquence de Bouma » est associé à cette description (fig. 5.20).

Le terme de séquence est ici appliqué dans un sens différent de celui de la séquence de Walther. Il s'agit d'un dépôt rapide, instantané et les termes de la séquence traduisent des variations hydrodynamiques et non des variations d'environnement. Différents termes de la séquence de Bouma peuvent se retrouver à l'intérieur d'une strate.

Le lien commun entre les deux types de séquence est le lien génétique qui en unit les différents termes ce qui permet ainsi d'identifier des unités qui peuvent être d'échelle supérieure à celle de la strate.

Il est évident que la séquence de Bouma a un caractère local. Cependant un grand nombre de successions verticales de telles séquences traduisent des conditions homogènes.

de sédimentation en un lieu. Cela est le cas dans les dépôts de type « flysch » qui correspondent à un empilement de séquences turbiditiques.

Une différence importante entre les deux types de séquence est que l'une est censée enregistrer en continu, à l'aide de dépôts, les variations d'environnements sédimentaires, alors que la superposition de dépôts de type séquence de Bouma correspond à des dépôts instantanés et discontinus.

Enfin, on constate que la séquence de Bouma présente un sens, à l'aide de l'ordre de superposition des intervalles, qui peuvent servir de critères de polarité. Cette notion de sens dans les séquences se retrouve dans un autre type de séquence : positive ou négative.

c) Séquences virtuelles

Delfaud, en 1972, propose la notion de séquence virtuelle, basée sur la succession verticale des types de dépôts qui traduirait une évolution progressive des milieux de dépôt.

Il distingue ainsi une séquence « positive » caractérisée par une séquence allant de la sédimentation détritique à la base vers la sédimentation chimique (des grès vers les calcaires) au sommet (la photographie 4.7 p. 165 permet de voir une telle séquence allant de sédiments détritiques fins vers des roches calcaires). Dans les dépôts détritiques, les particules vont des tailles les plus grandes vers les plus fines (des sables aux argiles). Une séquence « négative » présente les caractéristiques inverses.

Les changements de lithofaciès d'une telle séquence ne correspondent qu'à un environnement où de tels dépôts successifs peuvent se faire, c'est-à-dire en domaine de plate-forme océanique dans des zones soumises aux variations du niveau marin. Cela signifie qu'une séquence « positive » traduit une transgression du niveau marin, alors qu'une séquence « négative » correspond à une régression. Les limites de ces séquences peuvent traduire des périodes d'émersion pour les périodes régressives ou, à l'inverse, des zones de transgression maximale durant lesquelles les sources d'apports sont très éloignées et induisent une diminution de l'apport sédimentaire et donc une condensation des séries.

La notion d'analyse séquentielle doit nécessairement être basée sur l'évolution des types de roches qui se superposent à l'endroit de l'étude. Une évolution du niveau marin ne se traduira pas par des modifications lithologiques similaires selon les environnements.

Les variations de faciès qui traduisent de telles modifications d'environnement ne peuvent se baser que sur les modifications locales et leur étude aboutit à la construction de séquences-types locales.

d) Conclusions à la présentation de la notion de séquence

La notion de séquence, d'après les exemples présentés, traduit l'existence de liens génétiques entre des strates superposées, mais indique que la notion de séquence traduit des mécanismes d'origine et de durée très variables. Les limites des séquences traduisent des modifications des environnements sédimentaires et mettent en évidence des événements qui permettent de mieux comprendre l'histoire de la Terre.

L'analyse des différentes séquences, en hiérarchisant les causes (depuis le phénomène d'érosion locale jusqu'à la variation globale du niveau marin), et en recherchant les effets, en particulier sur le monde vivant, permet d'utiliser l'analyse des séquences à toutes les échelles. Une des disciplines qui utilise ce concept à l'échelle du bassin sédimentaire, est la stratigraphie séquentielle, dont les concepts de base seront donnés ultérieurement.

2.5 LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES : UNE INFORMATION FRAGMENTAIRE DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Dès les premières études géologiques, la prise de conscience de la possibilité de recréer des paysages anciens, puis des images successives de la surface de la Terre a été à l'origine d'une des orientations majeures des sciences de la Terre : la géologie, dont le terme indique la finalité qui est de décrypter et de raconter l'histoire de la planète Terre.

Cependant, tenter de raconter une telle histoire se heurte *a priori* à deux obstacles majeurs : la qualité et la quantité des informations préservées, ainsi que la nécessité de disposer d'une subdivision des temps associée à une évaluation des durées.

Une préservation peu abondante

Il est certain que des dépôts successifs qui se font à la surface de la Terre, seule une très faible proportion est fossilisée. Une partie de ces dépôts, avant même d'être enfouis, sont érodés à leur tour pour servir de matériel à une sédimentation ultérieure. La resédimentation est certainement un phénomène majeur.

Au fur et à mesure de la remise à l'affleurement de roches sédimentaires, ces dernières deviennent des roches-mères qui vont subir les mécanismes d'altération et d'érosion. Le « message sédimentaire » sera d'autant plus réduit que l'on considère des temps plus anciens, les roches issues des dépôts de ces temps ayant une probabilité de destruction plus grande.

Le potentiel de préservation des roches est extrêmement variable. Des dépôts en milieu continental ont un potentiel de préservation faible, alors que des dépôts qui se



FIGURE 5.21. Série sédimentaire faite de strates superposées et dans laquelle se situe une unité faite de strates déformées par déplacement à l'état semi-consolidé (phénomène de slumping). Si l'on sait qu'un tel slump correspond à un phénomène catastrophique, on en déduit que la durée de mise en place de l'ensemble du slump est instantanée. Mais chacune des strates, elle, a une durée de formation beaucoup plus longue. Est-ce que la mise en place de ce slump a provoqué une érosion des séries sous-jacentes ainsi que semble le prouver sa limite inférieure nette ? De quelle durée ? Quel est l'âge de l'ensemble de la série ? Les questions de l'enregistrement du temps dans une série sédimentaire sont multiples.

font dans des bassins sédimentaires à subsidence rapide ont plus de probabilité d'être fossilisés. Cependant, il n'existe pas de règle stricte de relation entre contexte géodynamique et préservation des séries.

Une déformation du message sédimentaire par pédogenèse, diagenèse et métamorphisme

La transformation d'un sédiment en roche sédimentaire par diagenèse implique des modifications des conditions physico-chimiques des phases constitutives des sédiments. Les augmentations de pression et de température, la circulation des fluides interstitiels, les mécanismes de cimentation, peuvent déformer les indications de faciès présentes dans le sédiment initial. Cela peut être la disparition de la matière organique, la bioturbation, la modification de la morphologie primaire des grains par dissolution partielle, la transformation de minéraux (aragonite-calcite-dolomite...), la néoformation d'autres minéraux (cas des minéraux argileux). Ces modifications sont évidemment accentuées par les phénomènes métamorphiques, caractérisés par des transformations à l'état solide de la roche. C'est donc à travers un prisme déformant que se fait l'analyse des faciès d'une roche.

Une fossilisation sélective

Ce point, développé dans une autre partie de ce manuel est juste rappelé pour souligner que le biofaciès d'une roche est reconstitué à partir des restes fossiles, mais ceux-ci ne représentent vraisemblablement qu'une faible proportion de la vie existant au moment du dépôt. De manière réciproque, les rares roches qui, par leur richesse fossilifère, permettent de mieux connaître l'évolution de la vie sur Terre, correspondent à des conditions exceptionnelles, souvent catastrophiques. Il suffit d'évoquer la catastrophe qui nous permet de bien connaître la vie quotidienne des habitants de Pompéi. De même, la richesse de la faune de Burgess (voir p. 519) est vraisemblablement due à un écoulement sédimentaire gravitaire catastrophique (pour la faune de Burgess, pas pour les paléontologues !). Enfin, on a déjà évoqué les relations fréquentes entre les niveaux fossilifères (type de strate) et les lacunes sédimentaires.

Une identification souvent malaisée

Un grand nombre de strates ne donne que des informations très générales qui ne permettent pas de caractériser un faciès de manière à le faire correspondre à un environnement. Ce point est évoqué pour donner du courage aux étudiants et aux jeunes géologues. Si les manuels indiquent de nombreuses observations sur les manières de reconstituer un milieu de dépôt ou un paléoenvironnement, celles-ci ne sont la plupart du temps pas aussi fréquentes qu'on le souhaiterait.

Par défi, qu'il faudra relever, et pour rappeler la bonne discussion « causes actuelles-causes anciennes », il semble utile de souligner que l'on ne peut reconnaître dans l'ancien que ce qui est visible dans l'actuel. N'y aurait-il pas des informations sur les conditions anciennes de genèse d'une roche qui sont visibles, mais que nous ne savons pas lire ?

Une estimation de l'âge d'une strate et de sa durée de formation

Il est évident que le problème de l'âge et de la durée de mise en place d'une strate ou d'une structure sédimentaire est primordial. S'il est des cas où, par analogie avec les mécanismes actuels (dépôts de marée, dépôts liés aux cycles lunaires...), il est possible de connaître de manière précise la durée d'un phénomène, dans la grande majorité des cas, cela est très difficile. La mesure du temps dans les séries sédimentaires doit être examinée à la lumière des informations acquises par l'étude des roches constituant les strates et en ayant conscience que l'enregistrement du temps et de la durée peut se faire à différentes échelles dans une même série sédimentaire.

EXERCICE

LES CARACTÉRISTIQUES D'UN EXEMPLE DE « SÉRIE RYTHMIQUE »

La simple observation à l'affleurement de séries sédimentaires composées par la répétition, en apparence régulière, de strates en reliefs et de strates en creux, a conduit à la notion de séries rythmiques. De telles séries, encore appelées « alternances régulières », ont fait l'objet de nombreuses études pour en déterminer l'origine. On a vu, à propos de la définition d'une strate (chapitre 4), que Lombard admettait une différence d'apports par suite du passage d'une sédimentation « active » à une sédimentation « passive » pour expliquer ces alternances.

Un exemple de ces séries, les « alternances régulières calcaires-marnes », situées dans les chaînes subalpines méridionales et datées de l'Hauteriviien, a été particulièrement bien étudié récemment et permet de faire le point sur les connaissances acquises sur leur origine. On se propose d'exposer brièvement quelques-unes de ces données afin de permettre une réflexion sur l'origine de ces alternances.

SITUATION

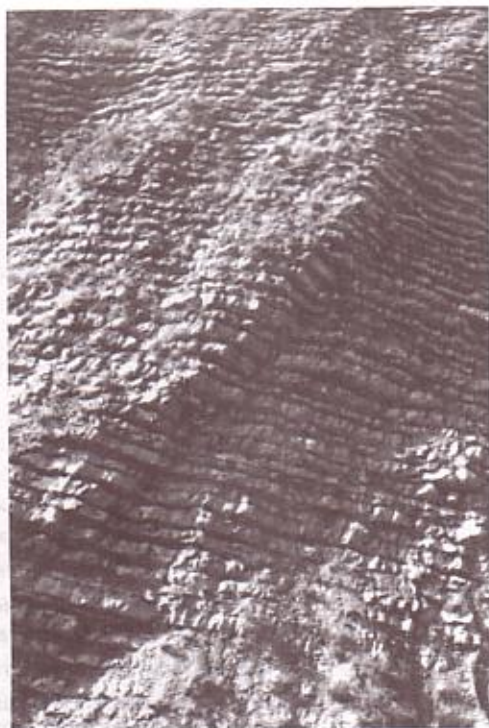
Les séries correspondent, du point de vue paléogéographique, à une aire de sédimentation pélagique appelée « bassin ou fosse vocontienne », bordée par le rebord ardéchois et la zone nord-provençale caractérisée par une sédimentation de plate-forme (appelée faciès héli-pélagique). La figure a) indique l'aspect de ces séries, la figure b) donne la localisation géographique de la fosse vocontienne et l'emplacement des affleurements qui ont servi à l'étude.

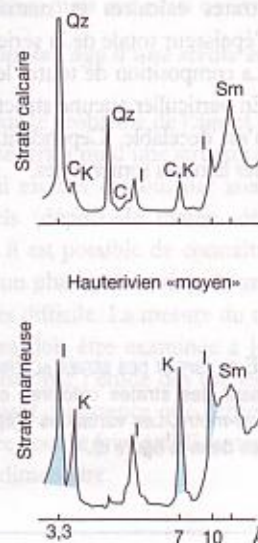
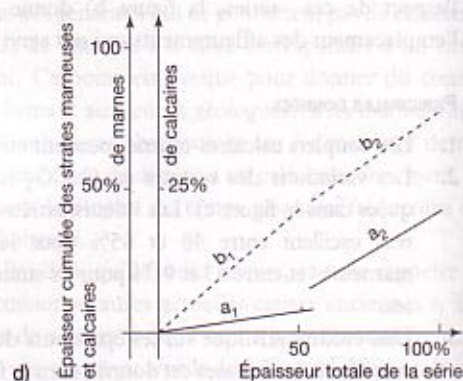
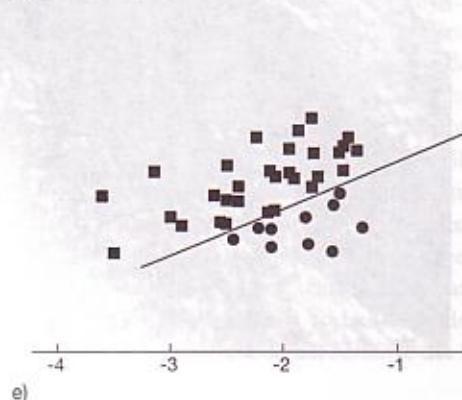
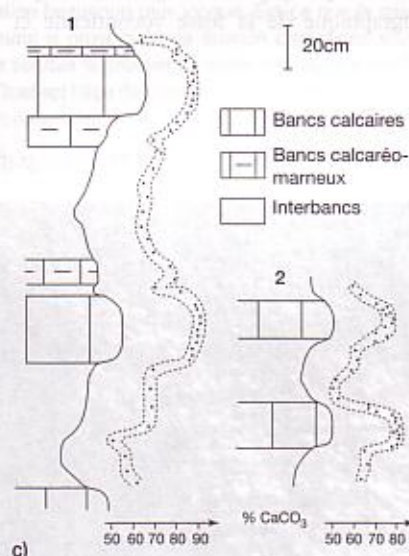
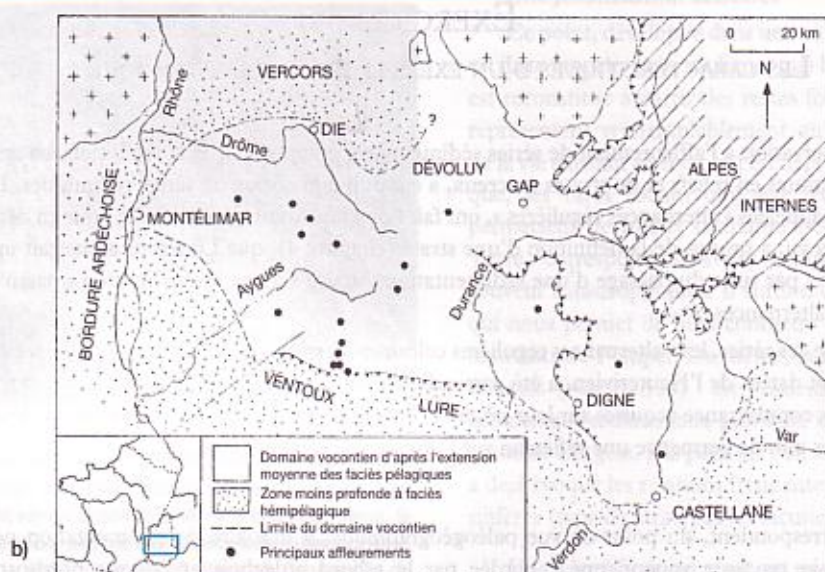
PRINCIPALES DONNÉES

1. Les couplets calcaires-marnes peuvent être suivis de façon très précise sur de grandes surfaces géographiques
2. Les variations des teneurs en CaCO_3 sont indiquées dans la figure c). Les valeurs extrêmes mesurées oscillent entre 48 et 65% pour les strates marneuses et entre 83 et 91% pour les strates calcaires.
3. Une étude statistique sur les épaisseurs des strates calcaires et marneuses est donnée dans la figure d). Elle indique l'évolution de l'épaisseur cumulée des strates calcaires et marneuses en fonction de l'épaisseur totale de la série étudiée.
4. La composition de toutes les strates est homogène. En particulier aucune structure de granoclassement n'est décelable. Cependant, dans certaines strates, des lamines sont visibles.

FIGURE a. ASPECT DES SÉRIES ALTERNANTES CALCAIRES-MARNES. L'épaisseur des strates calcaires et marneuses est proche d'un demi-mètre. Les variations d'épaisseur des strates sont indiquées dans la figure d).

(Photographie M. Hoffert)





5. La densité du micro et du nannoplancton dépend étroitement des teneurs en CaCO_3 dans le couple calcaire-marne. Par exemple les Radiolaires et les Nannoconus se concentrent dans les strates calcaires, les Globigérinidés et les coccolithes dans les strates marneuses. Les nannofossiles et les microfossiles sont dans un bon état de préservation.
6. Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène de la roche totale (figure e) permettent de distinguer les strates calcaires et marneuses.
7. Une étude des minéraux argileux indique des différences de proportion et de nature entre les strates calcaires et marneuses (figure f). L'illite et la kaolinite sont plus importantes dans les strates marneuses. Dans les strates calcaires, du quartz, de taille argileuse est décelable.
8. Une étude de la répartition des ammonites dans ces formations conclut à des variations de composition des associations d'ammonites entre les strates calcaires et les strates marneuses.
9. Un travail de recensement du nombre de cycles calcaires-marne dans plusieurs étages géologiques de la fosse vocontienne a été fait, puis, en comparant ce nombre à la durée des étages, on évolue la durée moyenne d'un tel cycle à 20 000 ans.

ÉNONCÉ

À partir de chacune des données analytiques fournies par les différents types d'étude, préciser les conditions de dépôt des strates calcaires et marneuses, et en tirer une hypothèse sur l'origine des alternances calcaires-marneuses.

FIGURE b. Délimitation du bassin vocontien et emplacement des coupes étudiées.

FIGURE c. Teneurs en CaCO_3 mesurées à travers deux successions alternantes.

FIGURE d. Évolution de l'épaisseur cumulée des strates calcaires (en traits pleins) et des strates marneuses (en traits pointillés) en fonction de l'épaisseur totale de la série étudiée.

FIGURE e. Composition isotopique des strates calcaires (cercles) et des strates marneuses (carrés).

FIGURE f. Répartition des minéraux argileux dans les strates calcaires et marneuses (Sm = smectites, I = illites, K = kaolinite, C = chlorite, Qz = quartz).

LES MINÉRAUX ARGILEUX ET LES ARGILES

Le terme « argile » peut être utilisé dans trois sens différents.

- Dans le langage courant, le mot « argile » désigne un matériau naturel fin, dont les constituants sont invisibles à l'œil, dont la propriété fondamentale est de faire pâte avec l'eau et de se laisser modeler. C'est dans ce sens que le potier parlera d'argiles en référence aux propriétés physiques de ce matériau.
- Dans un sens granulométrique, on parle de « fraction argileuse », c'est à dire de particules dont la taille est généralement inférieure à 2 microns. On retrouve ce sens granulométrique dans la subdivision de taille des sédiments détritiques, qui n'implique aucune nature minéralogique précise.
- Dans une définition minéralogique, un « minéral argileux » est un « aluminophyllosilicate hydraté », c'est-à-dire une espèce minérale à composition chimique définie et aux propriétés précises.

En géologie, il convient de préciser si on parle de minéraux argileux ou de roches argileuses qui sont des associations de minéraux ou de phases de petites taille, parmi lesquelles des minéraux argileux sont souvent abondants de manière à en fixer les propriétés physico-chimiques.

Méthodes d'études

En raison de leur très petite taille, c'est l'analyse aux rayons X et l'observation au microscope électronique à transmission qui sont les techniques habituelles de détermination des minéraux argileux. L'analyse chimique s'applique ensuite à préciser la composition des espèces minérales pures (fig. 1, p. 203).

Les caractéristiques de base des minéraux argileux

Les éléments fondamentaux qui constituent les minéraux argileux sont le silicium (Si), l'aluminium (Al), l'oxygène (O) et les ions hydroxyles (OH^-). Les éléments les plus abondants dans le manteau et la croûte terrestre sont Si et O et sont associés sous forme d'une structure de base de tous les minéraux silicatés : le tétraèdre SiO_4 . Dans la croûte terrestre, un autre élément abondant est Al qui va s'associer à O sous forme la plus fréquente d'octaèdre AlO_6 et plus rarement de tétraèdre AlO_4 . D'autres ions, de Mg ou Fe, peuvent également se trouver au cœur d'une structure octaédrique.

Structures de base des minéraux argileux

La plupart des minéraux argileux sont en forme de feuilles, d'où leur nom de phyllites (ils font partie, comme les micas, du groupe des phyllosilicates). Chaque cristal ou phyllite est composé de quelques dizaines ou centaines de feuillets eux-mêmes constitués à base d'associations horizontales de tétraèdres et d'octaèdres. La structure de ces feuillets détermine celle des minéraux, de même que les propriétés à la limite du cristal, notamment les propriétés adsorbantes (fig. 2, p. 204).

LA COUCHE TÉTRAÉDRIQUE (T)

Tous les minéraux silicatés sont bâtis sur une structure de base, le tétraèdre (SiO_4)⁺ qui correspond à l'agencement de 4 ions oxygène autour d'un ion silicium. La mise en commun d'un ou plusieurs ions oxygène conduit aux différentes familles de minéraux silicatés (néso-, soro-, cyclo-, phyllo-, et tectosilicates).

Les minéraux argileux font partie de la famille des phyllosilicates caractérisées par le fait que les tétraèdres sont liés entre eux en couche plane et ont en commun les 3 O formant une de leurs faces triangulaires. Des couches de tétraèdres, disposées selon un motif hexagonal avec les pointes d'un même côté, sont ainsi réalisées. On parle de couche tétraédrique (ou T).

LA COUCHE OCTAÉDRIQUE (O)

L'élément Al, abondant dans les minéraux argileux est associé le plus fréquemment aux ions O et OH sous forme d'une structure octaédrique dont Al est disposé au cœur et est lié aux 6 sites de l'octaèdre. D'autres éléments (Mg, Fe...) peuvent également être situés en position octaédrique. Dans les minéraux argileux, les sommets de ces octaèdres sont constitués, au moins partiellement, à partir des ions O des couches tétraédriques.

LES COUCHES TO ET TOT

La face de la couche tétraédrique correspondant aux bases triangulaires est électriquement neutre. Les espaces hexagonaux délimités par 6 tétraèdres voisins permettent l'insertion de groupes OH^- qui, avec les oxygènes des pointes des tétraèdres, constituent les sommets d'octaèdres ou prennent place des cations divalents ou trivalents (Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}). Dans ce cas, on obtient une superposition simple d'une couche T et d'une couche O, qui correspond

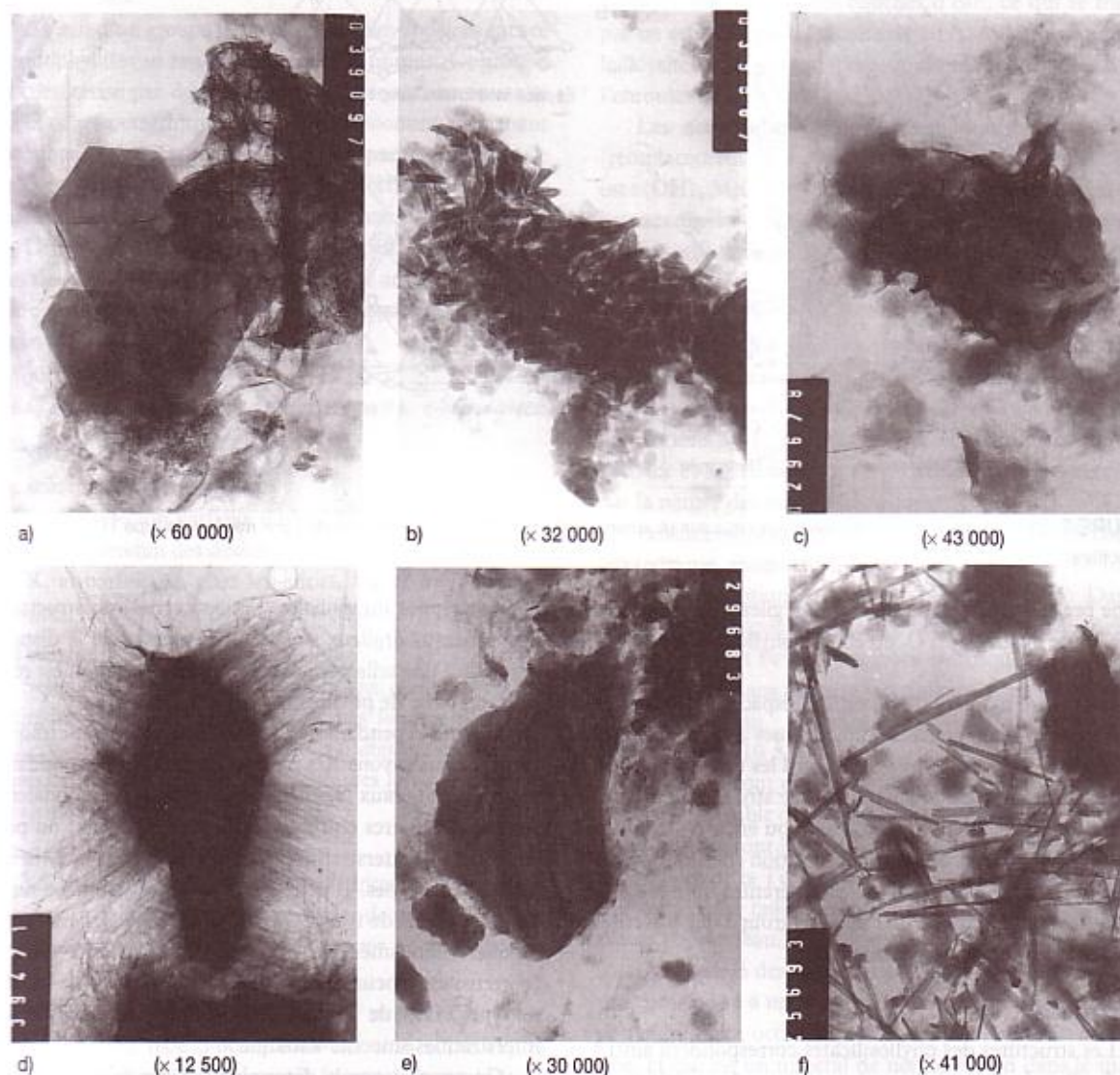


FIGURE 1. PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE : EXEMPLES DE L'ASPECT DE QUELQUES MINÉRAUX ARGILEUX AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À TRANSMISSION.

- a) La kaolinite se reconnaît à son aspect « hexagonal ». Elle se forme dans des climats chauds et humides des régions tropicales et équatoriales. Elle se trouve ici dans un sédiment océanique et est associée avec des matériaux en cours de dissolution.
- b) Halloysite à l'aspect « en tuyaux », présente dans des sols de zones intertropicales à saisons contrastées (alternativement pluvieuses et sèches).
- c) Smectites en « voiles » présentes dans un sédiment océanique. Selon le stade de formation ou le transport subi, les smectites ont un aspect irrégulier et des bordures plus ou moins nettes.
- d) Aspect d'illites transportées dans un milieu océanique dans lequel ces particules sont instables. Elles subissent altération, transformation. On observe des croissances de fibres qui sont des smectites en cours de néoformation sur l'illite.
- e) La chlorite a souvent un aspect « moiré ». Il s'agit ici d'une particule détritique dans un sédiment océanique profond et traduit donc un apport continental.
- f) Fibres de palygorskytes associées à des smectites.

(Photographies Philippe Larqué)

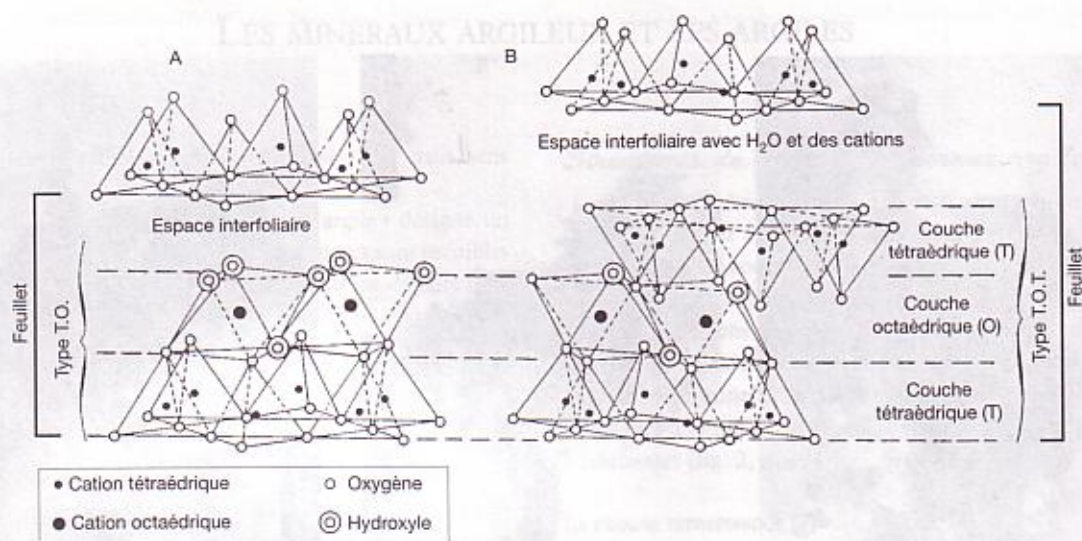


FIGURE 2. STRUCTURES DE BASE DES MINÉRAUX ARGILEUX (A = minéral de type TO comme la kaolinite ; B = minéral de type TOT comme les smectites).

à une première famille de minéraux argileux, le groupe de la kaolinite ou groupe TO, ou encore phyllosilicates à deux couches.

Une autre manière d'obtenir des espaces octaédriques est d'associer deux couches tétraédriques dont les points des tétraèdres sont disposés en regard les uns des autres. On obtient ainsi une deuxième famille structurale de minéraux argileux : les minéraux TOT, ou encore phyllosilicates à trois couches. Selon la composition chimique de ces minéraux, on obtient des familles différentes dont les plus courantes sont le groupe de l'illite, le groupe des smectites ou encore le groupe des vermiculites.

ESPACE INTERFOLIAIRE

Les structures des phyllosilicates correspondent ainsi à des feuillets formés par la superposition et la répétition de couches de type TO ou TOT. On crée ainsi un espace entre les couches TO ou TOT qu'on appelle espace interfoliaire. Ce dernier peut être occupé soit par des cations, soit par des molécules d'eau, soit encore par une couche octaédrique. Cela est le cas des minéraux argileux de la famille des chlorites, pour lesquels chaque couche octaédrique appelée couche brucitique $Mg(OH)_2$ se situe entre 2 couches TOT. On parle souvent pour les chlorites de couches de type TOTO ou encore de phyllosilicates à quatre couches.

PHYLLOSILICATES À EMPILEMENTS IRRÉGULIERS DE FEUILLETS : LES MINÉRAUX INTERSTRATIFIÉS

On vient de voir qu'un feuillet de minéral argileux est constitué par la répétition d'un motif structural constitué par un type de couche TO, TOT ou plus rarement TOTO,

plus un espace interfoliaire. La caractérisation structurale des minéraux argileux se fait sur la mesure de la distance qui définit une telle périodicité. Si cette répétition est régulière, on parle de phyllosilicates réguliers.

Il existe cependant des minéraux argileux pour lesquels l'analyse aux rayons X a montré qu'ils ne correspondaient pas à des minéraux réguliers, mais qu'ils correspondaient à des intermédiaires entre des minéraux réguliers : on parle de minéraux interstratifiés. Ces derniers sont eux-mêmes de plusieurs types. Il peut s'agir de l'interstratification de deux minéraux de type TOT. C'est le cas des interstratifiés réguliers illite-smectite (allevardite), ou chlorite-smectite (corrensite). Il peut s'agir aussi de l'empilement de feuillets de type TO et de feuillets de type TOT. C'est le cas des interstratifiés smectite-kaolinite.

On conçoit que la détermination des minéraux interstratifiés est complexe. Elle nécessite la détermination des types de couches associées, le degré de régularité de ces associations, la proportion de chacun des constituants, ainsi que le mode d'interstratification des couches.

Enfin, selon le degré d'altération, de transformation, ou de néoformation de ces minéraux argileux, qui se traduit par des variations de composition chimique et donc d'état cristallin, des édifices argileux irréguliers se forment. L'état de cristallisation, ou de transformation d'une famille de minéraux argileux traduit l'histoire géologique de ces minéraux. Il est aisé de concevoir qu'une altération correspond à un « désordre cristallin » croissant, alors qu'à l'opposé la diagenèse se traduira par un état cristallin plus ordonné. C'est ainsi que le « degré de cristallinité de l'illite » a été utilisé pour la mesure d'un degré de diagenèse.

LE GROUPE DES PLYGORSKYTES-SÉPIOLITES OU LES MINÉRAUX ARGILEUX FIBREUX

Il s'agit d'un groupe particulier d'argiles appelées encore pseudophyllites en raison de leur aspect fibreux. Ce groupe est caractérisé par des couches tétraédriques continues et des couches octaédriques (avec Mg) discontinues formant des rubans, d'où l'aspect en fibres. On parle également de structure en « brique creuse », dans les creux desquels se situent des molécules d'eau à comportement zéolitique.

Cette analyse de la structure, si elle permet une subdivision des principales familles de minéraux argileux, nécessite d'être associée aux caractéristiques chimiques des minéraux argileux.

Les principales caractéristiques chimiques des minéraux argileux

DES SUBSTITUTIONS TÉTRAÉDRIQUES

La substitution partielle de Si^{4+} par Al^{3+} au centre des tétraèdres introduit des déséquilibres de charges, compensés par K, et parfois Na chez les micas, Mg et Fe^{2+} chez les chlorites, les vermiculites et les smectites.

DES SUBSTITUTIONS OCTAÉDRIQUES

Selon le mode de remplissage des sites octaédriques, on distingue des minéraux trioctaédriques lorsque 3 cations divalents (Fe^{2+} , Mg^{2+} ...) occupent les 6 sites des sommets des tétraèdres, et les minéraux dioctaédriques lorsque 2 cations trivalents (Al^{3+} , Fe^{3+}) suffisent.

L'OCCUPATION DE L'ESPACE INTERFOLIAIRE

Selon les taux de substitution tétraédrique et octaédrique, c'est la nature des cations et la présence de molécules d'eau dans l'espace interfoliaire qui va assurer la neutralité de charges d'un minéral argileux.

En résumé, c'est à partir de la structure de base (TO, TOT), du type d'occupation des sites octaédriques (di ou trioctaédriques), ainsi que de la nature du remplissage de l'espace interfoliaire que sont déterminées les grandes familles de minéraux argileux et que sont définies les grandes propriétés des minéraux argileux.

Quelques caractéristiques des principales familles de minéraux argileux

LA FAMILLE DES PHYLLITES (DE TYPE TO) : KAOLINITE (Al), SERPENTINES (Mg), HALLOYSITES (H_2O)

Les kaolinites de formule : $(\text{OH})_4 \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_5$, sont des minéraux dioctaédriques dans lesquels les ions Al assurent une neutralité électrique pour chaque feuillet. La périodicité de l'empilement des feuillets est de 7 Å environ. L'aspect des kaolinites est celui de plaquettes hexagonales de petite taille.

Les halloysites sont des minéraux formés de feuillets de kaolinite séparés par des couches d'eau, ce qui se traduit par un espacement réticulaire de 10 Å. À l'observation, les halloysites ont souvent l'aspect de tubes qui sont dus à l'enroulement des feuillets.

Les serpentines sont des minéraux trioctaédriques (remplacement de 2 Al par 3 Mg). Leur formule générale est : $(\text{OH})_4 \text{Mg}_3 \text{Si}_2 \text{O}_5$. Les serpentines présentent de nombreuses variétés pétrographiques. Les plus courantes sont le chrysotile (variété fibreuse) et l'antigorite (en feuillets).

LA FAMILLE DES PHYLLITES (DE TYPE TOT DU GROUPE DES ILLITES-MICAS)

Dans la famille des micas, la couche tétraédrique est caractérisée par la substitution de 1 Si sur 4 par 1 Al ce qui crée un déficit de charge. Ce déficit est généralement comblé par des ions K, de grosse taille, qui assurent la neutralité de l'édifice et sa stabilité. La variété des micas est déterminée par la nature des ions octaédriques.

Les illites sont caractérisées par le fait que dans la couche tétraédrique, moins de 1 Si sur 4 est remplacé par Al (ce taux de substitution est compris entre 0,5 et 0,75). Dans la couche octaédrique, Al est remplacé en proportion variable par Mg, Fe^{2+} et Fe^{3+} . L'équilibre électrique est assuré par des cations K dans l'espace interfoliaire, mais aussi par des molécules d'eau. La périodicité de l'empilement des feuillets est de 10 Å.

Les illites sont donc une famille complexe, qui correspond à l'ensemble des minéraux bâtis sur le type micas.

Les illites sont les minéraux argileux les plus répandus à la surface de la Terre. On peut les considérer comme des micas de petite taille, où les ions K sont en déficit et remplacés par de l'eau.

Une variété des illites est constituée par la glauconite, qui correspond à un minéral dans lequel une grande partie de l'aluminium octaédrique est remplacée par du fer ferrique, et qui est un minéral de néoformation dans le milieu marin.

Les « vermiculites » sont des argiles le plus souvent trioctaédriques à structure proche de celle des illites. Dans la couche tétraédrique se font des substitutions d'Al par Ca ou Mg.

LA FAMILLE DES CHLORITES (DE TYPE TOTO)

La couche octaédrique dans le feuillet TOT, comme dans la famille de la biotite, est trioctaédrique et occupée de manière dominante par des ions Mg et Fe^{2+} , et accessoirement par des ions Al ou Fe^{3+} .

L'espace interfoliaire comporte des couches de brucite, à structure octaédrique $\text{Mg}(\text{OH})_6$ qui assure la stabilité des feuillets. L'espacement interfoliaire est fixe et de 14 Å.

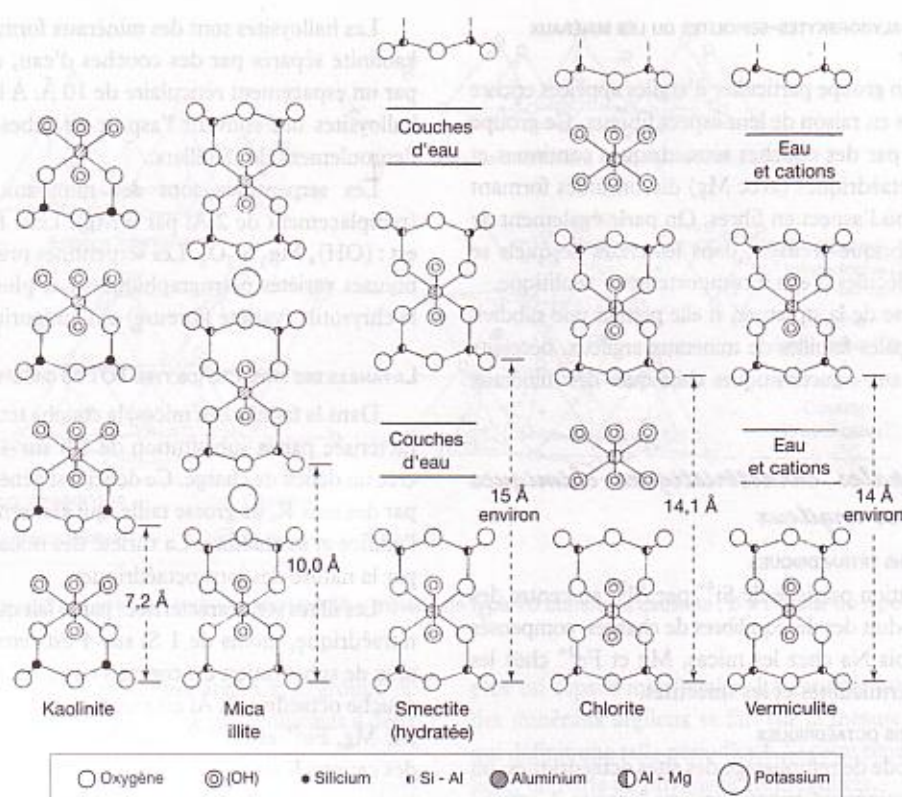


FIGURE 3. REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE DE LA STRUCTURE DES PRINCIPAUX MINÉRAUX ARGILEUX. (D'après Millot).

Des substitutions peuvent de surcroît se faire dans la couche tétraédrique, dans les couches octaédriques et même dans la couche brucitique. Il s'agit d'une famille très complexe, dont on peut retenir deux pôles majeurs : un pôle Mg qui correspond aux chlorites proprement dites et un pôle Fe qui correspond aux chlorites ferriques (de type berthierine).

LA FAMILLE DES SMECTITES (DE TYPE TOT)

De nombreuses variétés de smectites sont distinguées. Cette famille, très complexe, est caractérisée par des substitutions tétraédriques, octaédriques et par le fait que l'espace interfoliaire est de nature variable (cations mono ou divalents, couches d'eau), et peut varier d'épaisseur selon les conditions (chauffage, introduction de molécules organiques). On parle de « minéraux gonflants » à propos des smectites et l'espacement basal entre les feuillets varie de 10,5 Å et 17,5 Å.

Les smectites comportent deux séries : dioctaédriques et trioctaédriques.

La série dioctaédrique comprend trois minéraux principaux. Le pôle « montmorillonite » est caractérisé par

l'absence de substitutions tétraédriques et des remplacements partiels de l'Al octaédrique par Mg ; le déficit de charges est compensé par des ions Na ou Ca en position interfoliaire. Le pôle « beidellite » comprend des substitutions tétraédriques de Si par Al, alors que les substitutions octaédriques n'existent pas. Le pôle « nontronite » est caractérisé par le fait que le fer ferrique peut remplacer l'aluminium de façon sensible.

La série trioctaédrique comporte deux pôles : les « stevensites », sans substitutions tétraédriques, mais avec des remplacements d'Al par Mg, et les « saponites » qui comportent des substitutions tétraédriques de Si par Al, et octaédriques.

LA FAMILLE DES ARGILES FIBREUSES MAGNÉSIENNES

Caractérisés par une structure en « brique creuse », les feuillets TOT sont discontinus dans une direction parallèle à l'allongement, ce qui forme des rubans à croissance unidirectionnelle. Les minéraux se différencient par la largeur de ces rubans. On distingue les « palygorskites » (à la famille desquelles appartient l'« attapulgite ») avec des proportions voisines d'Al et Mg, et les « sépiolites », plus riches en Mg, et connues aussi sous le nom « d'écume de mer ».

Signification géologique des minéraux argileux

Les minéraux argileux naissent soit à la surface du globe par altération mécanique et chimique des roches mères, soit par diagenèse au cours de l'enfouissement des sédiments.

• Les conditions des mécanismes d'altération de surface sont fonction des conditions climatiques et les minéraux argileux qui se forment seront des reflets de ces conditions, c'est-à-dire le plus souvent, la position géographique (latitudinale) de la roche-mère. En climat froid, l'altération mécanique prédomine et les minéraux argileux résultent de la fragmentation des minéraux de la roche-mère. Illite et chlorite sont les minéraux argileux majeurs. En climat tempéré, les minéraux de la roche-mère se dégradent par hydrolyse et se transforment. Les associations de minéraux argileux comportent des vermiculites, des illites mal cristal-

lisées (illites ouvertes), puis des smectites de dégradation. En climat chaud et humide, caractérisé par l'intensité de l'hydrolyse, des minéraux argileux se néoforment. Il s'agit de smectites et de manière plus précise, de kaolinites. La répartition des minéraux argileux qui se forment actuellement ont une zonation latitudinale. Au cours du temps, ces minéraux vont se déposer dans les bassins de sédimentation adjacents et, par leur variation de proportion dans une colonne sédimentaire, enregistrent les variations climatiques.

• Au cours de la diagenèse d'enfouissement, sous l'effet de l'augmentation de pression et de température, les minéraux argileux deviennent progressivement instables plus ou moins fidèlement. Progressivement, ils vont se transformer en illites et chlorites, puis en micas et chlorites, qui pourront ultérieurement, par remise à l'affleurement être à l'origine de nouveaux minéraux argileux.

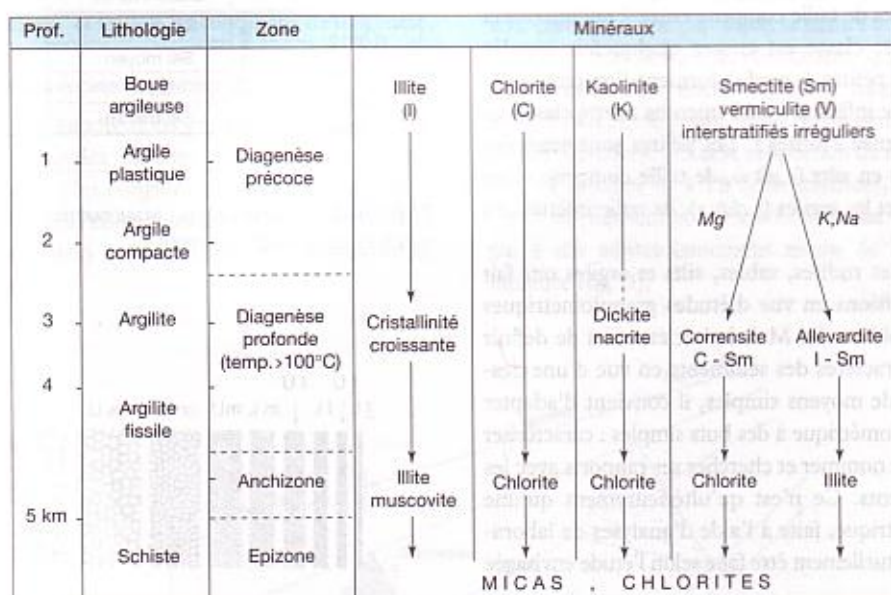


FIGURE 4. ÉVOLUTION SCHEMATIQUE DES MINÉRAUX ARGILEUX AU COURS DE LA DIAGENÈSE D'ENFOUISSEMENT, POUR UN GRADIENT THERMIQUE NORMAL. (D'après Chamley).

CLASSIFICATION ET DÉNOMINATION DES ROCHES SÉDIMENTAIRES LES PLUS COMMUNES

Une classification de base des roches détritiques

Cette classification se base sur trois critères principaux qui sont pris en compte successivement : la granulométrie des particules les plus abondantes, la nature pétrographique des particules et le type de phase (ciment ou matrice) qui lie les particules.

1.1 LES PRINCIPALES CLASSES DE TAILLE ET LES MOYENS SIMPLES DE LES DÉTERMINER

À la suite des travaux de Wentworth (1922), quatre grandes catégories de taille sont unanimement admises. Les *rudites* (« gravel ») regroupent les particules de taille supérieure à 2 millimètres. Les sables (« sand ») correspondent aux particules de taille comprise entre 2 millimètres et 63 microns ; cette classe est encore quelquefois appelée « *arénites* ». Les *pélites* (« mud ») forment l'ensemble des particules de taille inférieure à 63 microns ; cette classe est quelquefois nommée « *lutites* ». Les *pélites* sont généralement subdivisées en silts (« silt »), de taille comprise entre 63 et 4 microns, et les argiles (« clay »), de taille inférieure à 4 microns.

Les classes des rudites, sables, silts et argiles ont fait l'objet de subdivisions en vue d'études granulométriques détaillées (voir tableau 1). Mais le but étant ici de définir les principaux caractères des sédiments en vue d'une description à l'aide de moyens simples, il convient d'adapter l'approche granulométrique à des buts simples : caractériser un échantillon, le nommer et chercher ses rapports avec les sédiments adjacents. Ce n'est qu'ultérieurement qu'une étude granulométrique, faite à l'aide d'analyses de laboratoire, pourra éventuellement être faite selon l'étude envisagée (fig. 2).

- La classe des rudites est aisément mesurable à l'aide d'une règle.
- La classe des sables peut être subdivisée à l'aide d'abaques disponibles dans le commerce. En leur absence, on peut estimer que la limite de 63 microns correspond à la limite de discernement des particules à l'œil nu ou de la loupe de terrain. Il est possible aussi, par cette approche, de distinguer des sables grossiers, moyens ou fins.
- La classe des silts n'est observable qu'en microscopie optique et seules des abaques permettent de subdiviser

Dimension en mm de la limite de classe	Taille	Terme de la classe de taille du sédiment	Définition granulométrique de la roche
256	Rudites	Bloc	Conglomérat
64		Petit bloc	
4		Galet	
2		Granule (gravier)	
1	Arenites	Sable très grossier	Grès
0,5		Sable grossier	
0,25		Sable	
0,125		Sable fin	
0,0625		Sable très fin	
0,0312	Pélites = Lutites	Silt grossier	Siltite
0,0156		Silt moyen	
0,0078		Silt fin	
0,0039		Silt très fin	
		Argile	Argilite

TABLEAU 1. CLASSIFICATION GRANULOMÉTRIQUE SIMPLIFIÉE DES SÉDIMENTS ET DES ROCHES DÉTRITIQUES.

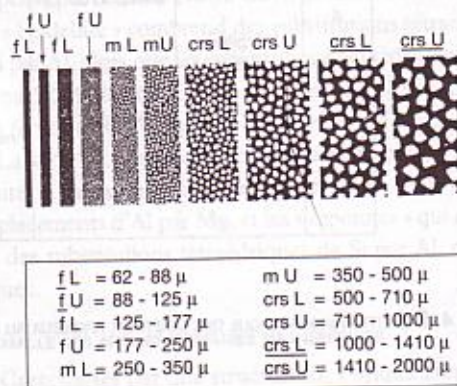


FIGURE 2. EXEMPLE D'ABAQUE SERVANT À DÉTERMINER LA TAILLE DES PARTICULES LORS DE L'OBSERVATION D'UNE ROCHE SÉDIMENTAIRE DÉTRITIQUE.

éventuellement cette classe. La limite inférieure des silts (4 microns) correspond sensiblement à la limite de résolution du microscope optique.

— La classe des argiles correspond aux particules dont la taille est inférieure au pouvoir de résolution du microscope optique.

1.2 LE TYPE DE LIANT QUI CIMENTE LES GRAINS (CIMENT OU MATRICE)

Le terme de « matrice » est utilisé pour désigner des matériaux détritiques fins (silts ou argiles) qui se déposent entre les particules de taille plus grande (sables, graviers...) en même temps ou très peu de temps après leur dépôt, et qui vont servir à cimenter les particules.

Le terme de « ciment » désigne des minéraux ou des phases de précipitations chimiques qui vont se former par diagenèse, entre les particules détritiques, et conduire à oblitérer les espaces intergranulaires et donc à cimenter également la roche.

La matrice est d'origine « primaire » et donne des indications sur les conditions de sédimentation; le ciment est d'origine « secondaire » et traduit les conditions de diagenèse.

1.3 DÉNOMINATION DES ROCHES EN FONCTION DE LEUR GRANULOMÉTRIE

Sur la base des subdivisions granulométriques, il faut considérer trois grandes familles communes de roches silicatées détritiques : les conglomérats (qui correspondent à la classe de taille des rudites), les grès (qui correspondent à la taille des arénites) et les pélites (qui recouvrent les silts et les argiles).

1.4 LES PRINCIPALES FAMILLES DE ROCHES

Les conglomérats (rudites)

On désigne comme conglomérat une roche sédimentaire détritique contenant plus de 25 % de graviers, galets ou blocs. Si cette proportion est inférieure à 25 %, c'est le nom de la classe de taille la plus importante qui est utilisé en y ajoutant le suffixe « conglomératique ». On parlera d'un grès conglomératique.

La description des particules, en plus de leur nature pétrographique, qui permet d'indiquer s'ils sont tous de même nature (conglomérats monogéniques) ou de nature diverse (conglomérats polygéniques), peut préciser l'aspect de ces phases. On différencie ainsi un pôle « brèche » caractérisé par des particules anguleuses, et un pôle « poudingue » caractérisé par des particules à forte usure, leur donnant le plus souvent un aspect arrondi et émoussé. Ces indications permettent de mieux définir leur origine et leur histoire.

Les grès (arénites)

Ces roches, très abondantes dans les séries géologiques, sont classées d'une part selon la nature des trois principaux types de particules qui les constituent (quartz, feldspaths et débris de roche encore appelés fragments lithiques), d'autre part sur le pourcentage de phase fine qui lie les particules (matrice). Selon la proportion de matrice, on distingue les arénites (0 à 15 % de matrice), les wackes (15 à 75 % de matrice) et les mudstones qui correspondent en fait à des pélites contenant moins de 25 % de fraction sableuse (fig. 3).

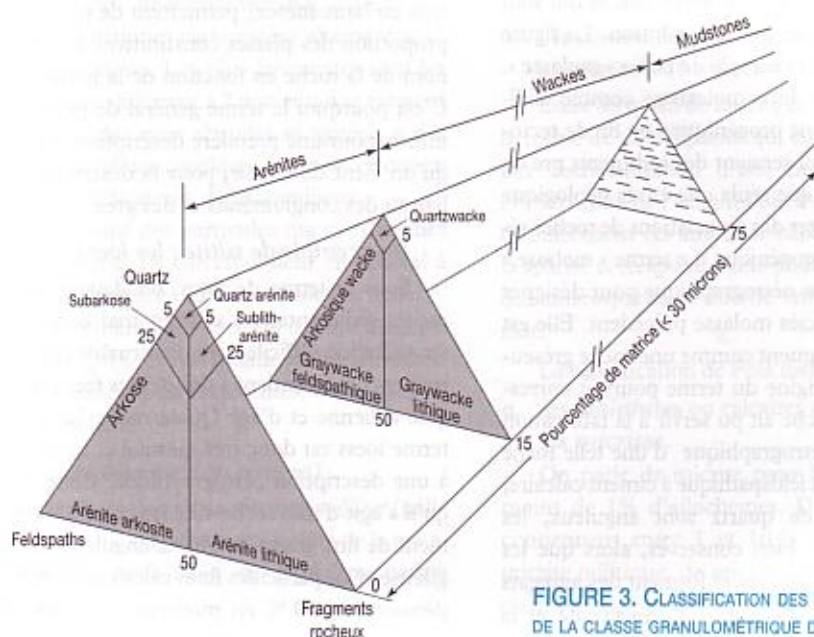


FIGURE 3. CLASSIFICATION DES ROCHES DÉTRITIQUES SILICATÉES DE LA CLASSE GRANULOMÉTRIQUE DES SABLES (ARÉNITES).

Remarques

Grès et quartzites

Les grains de quartz sont les plus abondants composants des arénites. C'est pourquoi le terme « grès » désigne de fait une roche faite de grains de quartz de taille sableuse. Il correspond dans la classification à une quartz-arénite. Lorsqu'une telle roche est cimentée par de la silice au point de combler tous les pores et d'en faire une roche à cassure esquilleuse, on parlera de « quartzite ». La dénomination d'un grès peut être précisée par la nature du ciment ou de la matrice (grès à ciment phosphaté).

Pour les arénites dont les particules sont d'une autre nature que le quartz, ou que ce dernier n'est pas le seul type, on utilise une autre dénomination que celle de grès. Ceci est le cas en particulier pour les roches constituées de particules de nature calcaire. On parlera de calcarénites. La classification de ces roches est reprise dans la partie consacrée aux roches calcaires.

Grès feldspathiques, arkoses et molasses

Lorsque la proportion de feldspaths est importante (supérieure à 25 %) dans un grès, on désigne souvent une telle roche comme « arkose ». En dessous de cette proportion, on parle de grès feldspathique ou de subarkose. Les arkoses ont été identifiées en raison de leur utilisation comme indicateur d'une faible altération ou d'un faible transport.

Un cas particulier de grès feldspathique est celui des « molasses ». Ce terme est ambigu. Il signifie d'abord un tectofaciès et on désigne comme molasse l'ensemble des sédiments qui se déposent dans des bassins situés au front des chaînes de montagnes en voie de surrection et qui sont donc associés aux orogénèses de type collision. La figure 4.5 a) p. 163 présente un tel exemple de faciès « molasse ». Classiquement, on oppose les « molasses » comme sédiments déposés dans une zone orogénique « en fin de tectonisation », aux « flyschs » qui seraient des sédiments pré ou syn-orogénique. Il est clair que seule une étude géologique régionale permet de rapporter des associations de roches sédimentaires à une histoire orogénique. Le terme « molasse » est également utilisé au sens pétrographique pour désigner une roche commune du faciès molasse précédent. Elle est caractérisée le plus fréquemment comme une roche gréseuse d'aspect verdâtre et l'origine du terme pourrait correspondre au fait que cette roche ait pu servir à la fabrication de meules. Une analyse pétrographique d'une telle roche indique qu'il s'agit d'un grès feldspathique à ciment calcaire, dans laquelle les grains de quartz sont anguleux, les feldspaths potassiques sont bien conservés, alors que les feldspaths plagioclases sont altérés et forment des agrégats phylliteux dans lesquels prédominent la muscovite et la chlorite qui donnent la teinte verdâtre à la molasse. Il est

clair qu'à partir de l'examen des phases constitutives d'une telle roche, il est possible de préciser les conditions avoisnantes (sources proches, faible altération...), mais il est impossible d'en tirer des conclusions sur les contextes géodynamiques. Il faut clairement réserver le terme molasse à des formations sédimentaires dont on a étudié l'histoire géologique, et utiliser une classification plus descriptive pour nommer une roche issue d'une telle formation.

Graywackes et grauwackes

On voit dans la classification que lorsqu'une roche détritique sableuse comporte un taux de matrice compris entre 15 et 75 %, elle prend la dénomination de wacke, qui correspondent donc à des « grès à matrice ». La plupart de ces types de roche sont relativement sombres, grisâtres, d'où la dénomination de graywackes, à l'exception de celles dont la fraction sableuse est quasiment exclusivement quartzreuse et se nomment alors quartzwacke. Cette dénomination a l'avantage de son caractère international.

Il convient de ne pas confondre ces roches avec celles qui correspondent à l'ancienne dénomination de grauwackes c'est-à-dire des roches définies dans des formations d'âge Paléozoïque comme des roches détritiques formées en contexte volcano-sédimentaire, et de ce fait riches en fragments lithiques. Une grauwacke n'est en fait qu'un type de graywacke. L'utilisation de ce terme est à proscrire dans une description, sa connotation génétique étant trop marquée.

Les pélites (siltites et argilites)

Seules des analyses détaillées (en particulier l'observation en lame mince) permettent de préciser la nature et la proportion des phases constitutives et donc de préciser le nom de la roche en fonction de la nature pétrographique. C'est pourquoi le terme général de pélite (ou « mud ») est utilisé, pour une première description, en particulier, ainsi qu'on vient de le voir, pour la description de la phase de liaison des conglomérats et des grès.

Un exemple de siltite : les loess

Sous le terme de loess, on désigne une formation de roches sédimentaires, souvent mal consolidées, avec une stratification difficilement discernable et peu régulière. Ces roches correspondent à des dépôts fins périglaciaires d'origine éolienne et d'âge Quaternaire. Le sens génétique du terme loess est donc très marqué et ne correspond en rien à une description pétrographique. Cette dernière indique qu'il s'agit d'une roche silteuse composée très majoritairement de fins grains de quartz anguleux, d'une fraction argileuse et de particules fines calcaires, dont la proportion ne dépasse pas 10 % en moyenne. Il s'agit d'une siltite de quartz avec une matrice argileuse et carbonatée. C'est

L'analyse morphologique des grains de quartz qui permet de déterminer le mode de transport ainsi que l'absence totale d'altération chimique, ce que confirme l'étude de la nature et de l'altération des minéraux argileux. Mais c'est l'observation de la répartition géographique et stratigraphique de ces roches qui a permis d'en déduire le caractère périglaciaire et leur a donné une importance dans les reconstitutions paléogéographiques.

Classifications de base des roches carbonatées

De manière générale, deux classifications principales sont utilisées, celle de Folk (1959) et celle de Dunham (1963). Elles sont toutes deux basées sur l'identification des phases et l'estimation de leur proportion d'après l'observation en microscopie optique d'une lame mince.

2.1 LA CLASSIFICATION DE FOLK

Deux phases majeures sont distinguées pour nommer la roche :

- les particules carbonatées de taille supérieure à 63 microns qui sont nommées « allochèmes »,
- la phase de liaison (ciment ou matrice) qui est nommée « orthochèmes » (fig. 4).

Les allochèmes

Quatre types de particules sont différenciées.

- a. *Les bioclastes* qui correspondent aux microfossiles ou aux fragments de fossiles
- b. *Les oolides* qui correspondent à des particules ovoides formées par un noyau de nature variable, entouré par des couches concentriques carbonatées alternant avec de la matière organique. Les plus fréquentes sont les oolithes, de diamètre inférieur à 2 mm et qui se forment actuellement dans des eaux chaudes et agitées, à des profondeurs d'eau faibles (quelques mètres), ce qui en fait des excellents indicateurs de paléomilieux.
- c. *Les péloïdes* qui sont des particules microcristallines sans structure interne. Ils correspondent en général à des déjections d'organismes (pelotes fécales ou pellets). Leur taille est en général inférieure au millimètre.
- d. *Les intraclastes* qui sont des fragments de sédiments carbonatés consolidés, puis fragmentés; de ce fait, ils sont souvent angulaires.

Les orthochèmes (matrice ou ciment)

- a. Une *matrice* est faite de calcite microcristalline (taille inférieure à 4 microns) ou micrite qui résulte de la précipitation chimique, mais aussi de la fragmentation d'organismes calcaires.

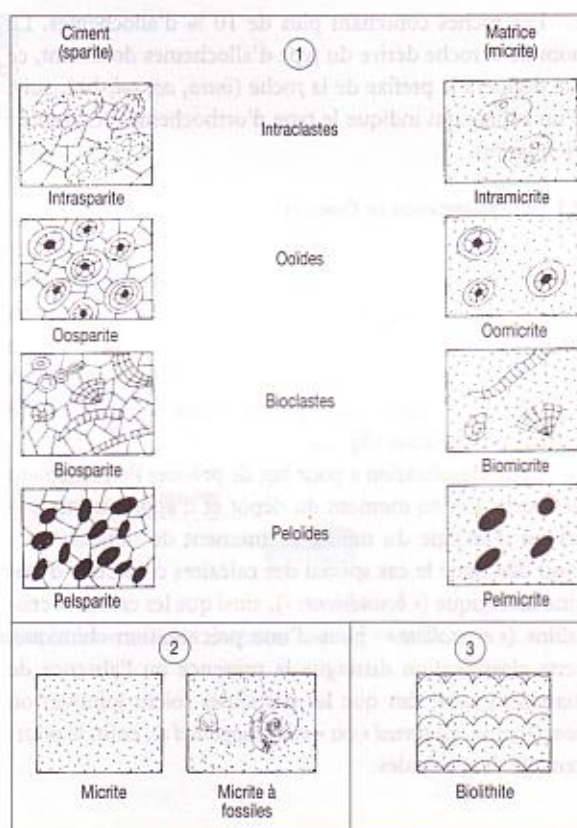


FIGURE 4. CLASSIFICATION SIMPLIFIÉE DE FOLK.

- b. Un *ciment* est constitué de cristaux de calcite de taille supérieure à 10 microns. On parle alors de sparite.

Entre les tailles de micrite et de sparite, on utilise souvent le terme de microsparite qui correspond le plus souvent à une recristallisation d'une micrite antérieure. Lors de l'observation de l'échantillon, il est évidemment impossible de différencier ces limites de taille. De manière pragmatique, la sparite correspond à une phase de liaison brillante, alors que microsparite et micrite ont le plus souvent un aspect mat.

La classification de Folk distingue 3 familles de roches :

- a. les *biolithites* ou calcaires construits
- b. les *micrites*.

On parle de micrite pour les roches qui contiennent moins de 1 % d'allochèmes. Dans le cas où ces micrites contiennent entre 1 et 10 % d'allochèmes, on parle de micrite oolitique, de micrite fossilifère, de micrite à intraclastes ou de micrite à pellets.

c. Les roches contenant plus de 10 % d'allochèmes. Le nom de la roche dérive du type d'allochèmes dominant, ce qui donnera le préfixe de la roche (*intra*, *oo*, *pel*, *bio*), suivi d'un suffixe qui indique le type d'orthochemes (exemple : biomicrite).

2.1 LA CLASSIFICATION DE DUNHAM

Le principe de cette classification est de ne distinguer que deux phases dans la composition des roches calcaires. Toutes les particules carbonatées sont regroupées en un seul type (allochèmes) et on désigne sous le terme de boue carbonatée (ou matrice ou « *mud* ») toutes les particules carbonatées d'origine chimique ou biochimique et de taille silteuse ou argileuse (fig. 5).

Cette classification a pour but de préciser l'arrangement des particules au moment du dépôt et d'apprécier ainsi le niveau d'énergie du milieu au moment du dépôt. Après avoir distingué le cas spécial des calcaires construits d'origine biologique (« *boundstones* »), ainsi que les calcaires cristallins (« *crystalline* » issus d'une précipitation chimique, cette classification distingue la présence ou l'absence de matrice, puis le fait que les particules soient jointives ou non (« *grain-supported* » ou « *mud-supported* »), enfin le pourcentage de particules.

Le niveau d'énergie est considéré comme décroissant depuis les « *grainstones* » jusqu'aux « *mudstones* ».

Remarques

- Les classifications de Folk et de Dunham sont, en pratique, souvent utilisées conjointement, alliant l'aspect descriptif de la première, aux indications sur le niveau énergétique, fournies par la seconde.

- Certains auteurs utilisent les grandes classes granulométriques définies pour l'analyse des sédiments détritiques (voir tableau 1) pour préciser la taille des allochèmes et les subdivisent en rudites (taille supérieure à 2 mm), en arénites (taille entre 2 mm et 63 microns) et en lutites (taille inférieure à 63 microns). Ainsi on parlera de calcarénites, ou de calcilutites.

- Dans la classification de Folk, lorsque deux types de particules sont importants, il est possible de le préciser dans la nomenclature en les associant par ordre d'importance décroissante. On parlera de biopelsparite ou d'oo intra-micrite.

- Dans les deux classifications se posent les problèmes de l'estimation (voir roches détritiques).

- Dans le cas d'une dolomitisation secondaire de la roche, la dénomination se fait en parlant de dolomite, suivi de la nature des allochèmes. On parlera de dolomite oolithique.

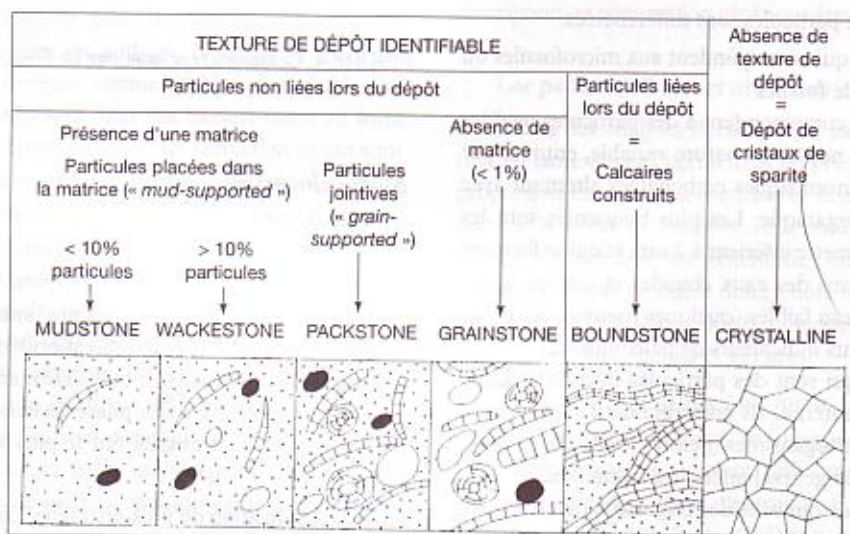


FIGURE 5. CLASSIFICATION DE DUNHAM. (D'après Tucker et Wright).

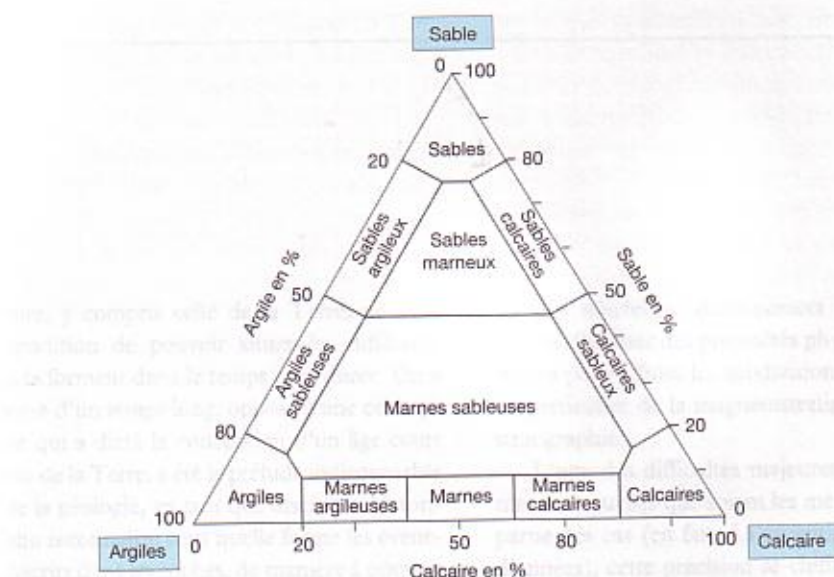


FIGURE 6. DÉNOMINATION DES ROCHES SÉDIMENTAIRES COMMUNES COMPOSÉES DE TROIS PHASES : CALCAIRES, SABLES, ARGILES.

Les marnes et les roches sédimentaires composées de phases détritiques silicatées et de phases carbonatées

La plupart des roches sédimentaires les plus communes sont faites d'un mélange en proportion variable de phases détritiques silicatées et de phases carbonatées. Les roches les plus courantes issues d'un tel mélange sont les marnes.

Ce sont des roches fines formées en proportion variables de particules silicatées de taille silteuse ou argileuse et de phases carbonatées. Selon les proportions des deux phases, il est possible de le préciser dans la dénomination (fig. 6).

Toute histoire, y compris celle de la Terre, ne peut s'écrire qu'à condition de pouvoir situer les différents événements qui la forment dans le temps et la durée. On a vu que la conquête d'un temps long, opposé à une conception théologique qui a dicté la conception d'un âge court pour la formation de la Terre, a été le prélude indispensable à la naissance de la géologie, en tant que discipline historique. Puis il a fallu reconnaître sous quelle forme les événements étaient inscrits dans les roches, de manière à pouvoir les situer les uns par rapport aux autres dans un ordre chronologique. La notion de faciès d'une roche, qui vient d'être discutée, est à la base des méthodes de la chronologie relative. Le lithofaciès traduit les conditions de dépôt d'un sédiment, ainsi que l'histoire des phases qui le constituent et est la base d'une première approche stratigraphique : la lithostratigraphie. Le biofaciès d'une roche fournit deux indications : les conditions de milieu de vie des restes d'organismes fossilisés dans la roche par analogie avec des espèces vivantes voisines actuelles, mais aussi la succession des espèces vivantes (paléontologie) qui ont vécu à la surface du globe puis qui ont disparu de façon irréversible, selon la théorie de l'évolution. Cette approche est la base de la biostratigraphie.

La biostratigraphie et la lithostratigraphie ont permis d'élaborer les échelles stratigraphiques successives en subdivisant le temps long à l'aide d'événements marquants, et de raconter, de manière de plus en plus fine, l'histoire de la Terre. La représentation dans l'espace de cette histoire se fait par la carte géologique. Cette élaboration de la stratigraphie s'est faite en l'absence de datations, hormis la datation relative qui se borne à situer un événement par rapport à un autre sans lui attribuer d'âge.

Avec les méthodes de datations dites « absolues » (radiochronologiques ou radiométriques), un événement peut être situé par rapport au présent. On « sait » que la naissance de la Terre n'est pas seulement ancienne, mais qu'on peut l'estimer à 4,5 milliards d'années, avec une marge d'erreur non négligeable. Cette nouvelle approche permet également d'introduire la notion de durée des phénomènes géologiques anciens, alors que jusque-là seuls quelques phénomènes actuels permettaient d'estimer la durée de quelques fragments de séries géologiques.

Ces nouvelles connaissances de durée et d'âge ont permis d'utiliser des propriétés physiques et chimiques des roches pour affiner les subdivisions du temps. C'est le cas en particulier de la magnétostratigraphie et de la chimiostratigraphie.

L'une des difficultés majeures est la précision de ces mesures, quelles que soient les méthodes. Dans la majeure partie des cas (en fait, à l'exception des derniers millions d'années), cette précision se chiffre en millions d'années, ce qui est évidemment excellent pour décrire une histoire étalée sur quelques milliards d'années, mais insuffisant pour des enregistrements à l'échelle de la strate ou de la séquence. Les recherches actuelles en vue d'accroître le pouvoir de résolution de l'enregistrement du temps dans les séries géologiques se situent essentiellement en paléontologie (stratigraphie haute résolution), en géochimie (chimiostratigraphie) et en stratigraphie par la corrélation de séquences (stratigraphie séquentielle).

Enfin, la notion d'événement ponctuel qui peut servir, par son enregistrement dans les séries géologiques, de ligne repère dans le temps, est actuellement beaucoup étudiée à la suite des polémiques qui se sont développées afin d'expliquer la limite Jurassique-Crétacé (dite encore Crétacé-Tertiaire) et les extinctions biologiques associées : catastrophes (d'origine interne ou extra-terrestre) ou variations progressives avec des effets de seuil ?

Tous ces points font l'objet d'une littérature intense et quelquefois contradictoire. On se borne ici à une présentation rapide de ces différents points en espérant que cela incitera à une recherche personnelle plus approfondie.

1. Lithostratigraphie

1.1 PRINCIPES

La lithostratigraphie a pour but de caractériser la succession des strates par leur contenu lithologique (lithofaciès). Dans cette approche, les fossiles qui peuvent être présents dans les strates sont considérés comme des particules qui servent à définir les roches et non à les dater (on parlera de marnes à huitres ou de grès à *Voltzia*).

La cartographie en terrains sédimentaires débute par des levés de coupes lithologiques et leur représentation sous forme de « colonnes stratigraphiques ». On a vu que le nombre de strates est toujours très élevé, ce qui exclut d'établir une colonne stratigraphique strate par strate (sauf si un tel travail est entrepris dans le but de rechercher des corrélations très fines et très locales). L'élaboration des colonnes stratigraphiques se fait en général à partir de regroupements de strates ayant des caractéristiques lithologiques voisines et qui, dans un paysage, sont aisément identifiables par leur propriétés spécifiques à l'altération (couleur, relief...).

Il est naturel que les premières subdivisions du temps, ainsi que les premières cartes géologiques, aient été faites sur la base de découpages lithostratigraphiques. Arduino, en 1759, subdivise l'ensemble des roches en « tertiaire » (roches relativement mal consolidées et peu déformées), en « secondaire » (roches sous-jacentes plus déformées et plus rigides) et en socle « primaire » (roches exposées dans certaines montagnes et encore plus déformées).

Des subdivisions encore actuellement utilisées (mais dans une acception chronostratigraphique) tirent leur origine d'une première description lithologique. Le Crétacé, subdivision de l'ère secondaire (ou Mésozoïque), a été

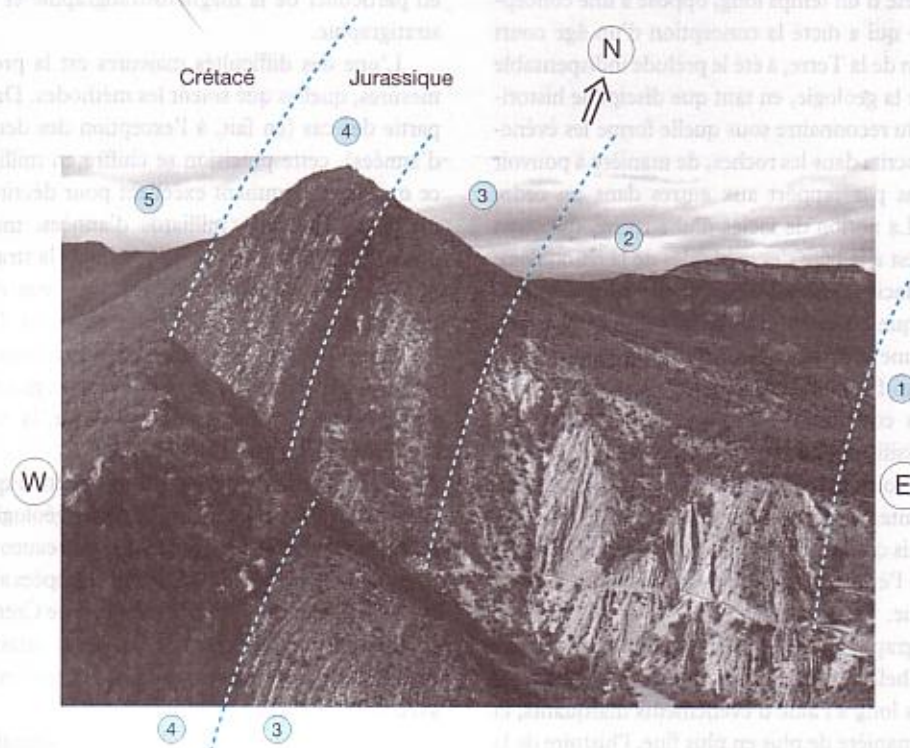


FIGURE 6.1. DÉCOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE D'UNE SÉRIE SÉDIMENTAIRE À PARTIR DE L'OBSERVATION D'UN PAYSAGE.

La photographie est prise en direction du Nord. D'Est en Ouest, l'âge de la colonne stratigraphique va des séries les plus anciennes vers les séries les plus jeunes, ainsi que cela peut être mis en évidence par des critères de polarité observables dans les strates, et confirmé également par la biostratigraphie. L'aspect des strates (épaisseur, couleur...), le relief dans le paysage, permettent de distinguer cinq formations lithologiques :

1. Un ensemble de terrains marneux, très foncés, très épais (on n'en voit ici que la partie supérieure, terminale), très facilement érodables. Cette formation est désignée comme la formation des « marnes bleues » ; son épaisseur peut être supérieure à 2 000 mètres.
2. Un ensemble de calcaires marneux, généralement bruns, à « patine rousse » à l'altération, avec des strates marneuses, mais dont la proportion diminue au fur et à mesure que l'on « remonte » dans la série ; cet ensemble comprend encore des passages fortement marneux.
3. Un ensemble calcaire fait de strates métriques calcaires, sans strates marneuses, gris à l'affleurement. Les strates qui composent cet ensemble sont quelquefois déformées par des slumps (analogues à ceux visible sur la figure 5.21 p. 198).
4. Une barre en relief dans le paysage, fait de gros bancs décamétriques de brèches calcaires et de strates calcaires identiques à celles de la formation inférieure.
5. Un ensemble de strates calcaires blanches, ici non visibles sur la photographie en raison de la végétation qui les recouvre.

C'est sur la base de ces formations lithostratigraphiques que débutent les levés de terrain qui serviront de base à l'établissement de la carte géologique.

(Photographie M. Hoffer.)

défini par d'Halley en 1822 et nommé ainsi à partir de la craie dont il est souvent composé en Europe du Nord-Ouest. Le Carbonifère, système terminal de l'ère primaire (ou Paléozoïque) a été ainsi désigné du fait qu'on y trouve de nombreux niveaux de charbon, source d'énergie de base de la première révolution industrielle.

1.2 L'UNITÉ DE BASE CARTOGRAPHIQUE DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE : LA « FORMATION »

Il s'agit de l'unité de représentation de la lithologie sur une carte géologique, ou plus exactement lors du travail d'établissement d'une carte géologique par le repérage sur un fond topographique des principales unités lithologiques aisément discernables. La formation correspond au regroupement de strates ayant des caractéristiques lithologiques très voisines, ce qui suppose des conditions de dépôt proches, et identifiables à l'observation sur le terrain (ou en forage). Les limites des formations sont placées aux changements lithologiques et aux coupures significatives dans la continuité de la sédimentation. L'épaisseur des formations est très variable. Elle peut être de quelques dizaines à quelques centaines de mètres dans des bassins de sédimentation où les conditions de sédimentation sont restées relativement constantes pendant une longue durée.

À l'inverse, une formation très caractéristique, et pouvant servir de niveau repère pour des corrélations locales ou globales, peut être métrique. On parle alors de niveau ou d'horizon repère. Selon l'extension géographique de ce niveau repère, son importance géologique s'accroît. Un niveau condensé ou un niveau fossilifère peut avoir une extension très locale et ne servir de niveau-repère que pour une extension géographique faible. Réciproquement, un niveau de cendres volcaniques (cinérites) peut avoir une extension grande et permettre des corrélations sur des grandes distances. Le niveau marquant la limite Crétacé-Tertiaire (ou C-T), caractérisé par sa richesse en argiles et par une anomalie positive en cérium, a acquis une notoriété mondiale à cause des discussions passionnées qu'il a engendrées sur son origine et donc sur la cause de la catastrophe écologique qui s'en est suivie (voir partie évolution p. 572).

1.3 LES LIMITES ET LES AVANTAGES DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE

Le lithofaciès d'une roche reflète les conditions locales du lieu de sa formation. La lithostratigraphie a donc nécessairement valeur locale, mais selon l'échelle à laquelle on définit les caractéristiques d'une formation, des tendances à valeur plus vastes, régionales, qu'on peut assimiler à celles d'un bassin sédimentaire, peuvent se dégager. On a vu le cas du Crétacé, durée qui correspond au dépôt sur une vaste surface de sédiments ayant des lithologies voisines (la craie).

Il est possible, pour comprendre la signification de la lithostratigraphie, de faire l'analogie avec des poupées russes emboîtées les unes dans les autres. Le lithofaciès d'une roche résulte de l'emboîtement de causes d'origines et d'intensité très variables. Les unes sont des causes très locales (le lit d'un fleuve), les autres sont régionales (le bassin sédimentaire), certaines enfin sont globales (les conditions climatiques ou tectoniques d'une époque). Une roche enregistre la résultante de ces causes. La corrélation, dans un but stratigraphique, à l'aide du lithofaciès, nécessite d'utiliser les mêmes intensités de causes.

C'est à l'échelle de la région, qui est aussi celle des cartes géologiques usuelles (1/50 000 ou 1/25 000), que la lithostratigraphie est la plus utile. Mais il est évident que la lithostratigraphie est dans l'impossibilité de permettre des corrélations à l'échelle globale. C'est pourquoi la biostratigraphie a supplanté progressivement la lithostratigraphie pour la subdivision des temps géologiques.

Les aspects de la lithostratigraphie qu'il importe cependant d'utiliser pour la reconstitution de l'histoire de la Terre sont la signification des limites de formation et les évolutions lithologiques progressives à l'intérieur d'une formation. Quelles causes provoquent des modifications importantes des dépôts ? Quelles sont les relations entre ces limites et les modifications paléontologiques, c'est-à-dire quelles sont les relations entre lithostratigraphie et biostratigraphie ? Enfin, à quels types de séquences correspondent les variations lithologiques que l'on peut discerner dans une formation ? Ce sont là des questions qui font l'objet d'études nombreuses, mais sans aboutir à des réponses définitives.

Cependant, à l'échelle locale, la lithostratigraphie est la discipline qui permet la reconstitution la plus fine de l'histoire d'une région. Son pouvoir de résolution, par l'analyse de l'évolution verticale et horizontale des lithofaciès, est très largement supérieure à toutes les autres approches stratigraphiques, puisqu'elle peut correspondre, si nécessaire, à l'échelle de la strate. C'est sur des bases lithostratigraphiques que se reconstitue le mieux l'histoire locale et la disposition des terrains qui l'enregistrent.

Ce point mérite d'autant plus d'être souligné que la gestion et la préservation des environnements naturels sont actuellement des préoccupations majeures. C'est à l'échelle d'une lithostratigraphie fine (associée bien entendu aux approches fines de la géophysique, de la géochimie, de l'analyse tectonique) que les sciences de la Terre peuvent participer à cet effort, permettant de lier les roches, leurs dispositions, leurs propriétés et leurs relations avec le monde vivant.

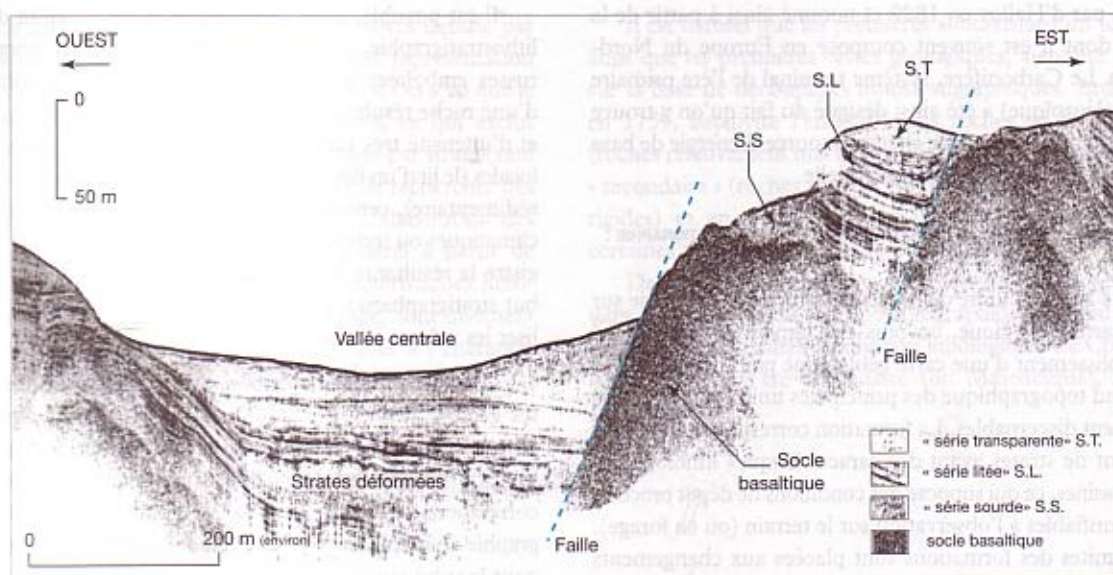


FIGURE 6.2. COUPE GÉOLOGIQUE DANS UNE PLAINE ABYSSALE, OBTENUE À L'AIDE D'UN SONDEUR DE SÉDIMENTS SAR (Système Acoustique Remorqué : voir description du SAR dans Cochonat et Olier, 1987). Mission NIXO-47, IFREMER.

Le sondeur de sédiment haute résolution (3,5 kHz) a une pénétration de 80 à 100 mètres dans la colonne sédimentaire. La conversion temps-profondeur sur les profils est effectuée en prenant une vitesse moyenne des ondes dans le sédiment de 1 500 m/s.

La coupe géologique ainsi effectuée permet de tirer plusieurs enseignements sur les affleurements dans cet environnement géologique. Le socle basaltique affleure à la fois sur le flanc Est de la vallée qui est illustrée par la coupe géologique, et sur le sommet de la partie la plus à l'Est de la coupe. Cette remise à l'affleurement du socle ancien (formé à l'axe de la dorsale) ne peut s'expliquer que par l'action actuelle de courants océaniques profonds qui érodent des dépôts sédimentaires. Le remplissage sédimentaire est constitué par plusieurs ensembles distincts de formations lithologiques (d'après leurs caractéristiques acoustiques). On distingue une formation basale faite de sédiments sans structure interne visible (on parle de « série sourde ») et qui se sont déposés les premiers après la formation du substrat océanique. Puis on distingue une « série litée » épaisse d'une cinquantaine de mètres, enfin la partie supérieure de la colonne sédimentaire est faite d'une série moins épaisse et qui se caractérise par un aspect très clair à l'enregistrement (on parle quelquefois de « série transparente »). On voit ainsi que l'on peut concevoir une série sédimentaire définie par ses particularités acoustiques.

Dans la partie centrale de la vallée, on distingue des limites qui indiquent clairement que le remplissage ne correspond pas à une sédimentation passive mais que l'on retrouve la même complexité de mise en place des sédiments que dans des parties beaucoup moins profondes des océans. La mise en place gravitaire (par des slumps) peut expliquer l'aspect déformé des limites visibles dans les sédiments les plus profonds de la vallée. Des limites s'entrecroisent, varient d'épaisseur, traduisant ainsi des phénomènes d'érosion et de résédimentation.

L'étude indirecte des ensembles sédimentaires à l'aide du sondeur de sédiments permet ainsi de mieux appréhender des mécanismes sédimentaires complexes dans les plaines abyssales. Il est impératif, à l'aide de prélèvements ou d'observations directes, de « caler » ces « faciès acoustiques » pour en comprendre la vraie signification.

1.4 REMARQUE : STRATIGRAPHIE SISMIQUE ET DIAGRAPHIES

La notion de lithofaciès, telle qu'elle vient d'être utilisée, est basée sur l'observation directe des roches, c'est-à-dire de formations soit à l'affleurement, soit prélevées par carottes ou forages.

On associe souvent à la lithostratigraphie les études de séries sédimentaires non affleurantes (dites de subsurface)

faites à l'aide de techniques comme la sismique ou les diagrphies associées aux forages.

L'étude sismique est faite pour établir la géométrie tridimensionnelle d'une structure sédimentaire comme un bassin. Elle est basée sur l'impédance acoustique des roches (produit de leur densité par la vitesse de propagation des ondes). Une onde émise en surface se propage dans toutes

les directions à travers les roches, se réfléchit et se réfracte au niveau des limites et de manière différente selon les formations sédimentaires traversées, puis revient en surface après un temps qui est fonction de la nature et de l'épaisseur des roches traversées. Le traitement des données ainsi obtenues permet d'obtenir des coupes sismiques dont l'interprétation aboutit à diviser les séries étudiées en unités ayant des caractéristiques semblables. Selon les sources sismiques et les modes de traitement utilisées, le pouvoir de résolution des coupes sismiques varie. De nombreux ouvrages spécialisés sont consacrés à la stratigraphie sismique (voir références). Il importe cependant d'être bien conscient que la lithostratigraphie de type sismique et celle basée sur l'analyse directe des roches ne sont pas directement superposables car fondées sur des propriétés différentes des roches. C'est plutôt leur caractère complémentaire qui favorise une meilleure connaissance de la zone étudiée. C'est d'ailleurs pourquoi une analyse sismique est accompagnée de forages : ces derniers permettent de « calibrer » les données sismiques qui, elles, permettent une observation en 2D ou 3D dans des séries enfouies.

De même, les diagraphies sont une méthode indirecte d'analyse lithologique d'un forage auquel elles sont associées. On parle de la mesure de la radioactivité naturelle (ou « gamma ray »), de la mesure de la densité, de la porosité (« porosité neutron »)... Les séries traversées peuvent ensuite être découpées en formations ou séquences, selon les enregistrements obtenus. La nature de ces formations est déduite des caractéristiques des enregistrements étudiés par rapport à des roches dont on connaît les caractéristiques.

2. Biostratigraphie et échelle biostratigraphique

2.1 CONCEPTS : CORRÉLATION ET SUBDIVISION

En l'absence de datation absolue des roches, étant donné de surcroît que le lithofaciès des roches sédimentaires n'a qu'une valeur régionale, seul le contenu paléontologique peut servir à corréler des roches géographiquement éloignées, de les dater de manière relative, et de comparer l'âge relatif de différentes roches dans l'espace et dans le temps.

La biostratigraphie est fondée sur le principe d'évolution irréversible des espèces. Un canevas chronologique peut être établi à partir des apparitions, des disparitions, des abondances maximales (« acmé »), ainsi que des associations de diverses espèces.

Dans l'échelle des temps géologiques, la biostratigraphie n'est applicable qu'aux roches sédimentaires qui se sont

formées après que la vie est apparue sur Terre et que ces restes vivants se sont fossilisés, et surtout que les espèces fossiles se sont diversifiées de manière à parvenir à subdiviser finement le temps géologique. La biostratigraphie ne concerne donc que la période de l'histoire de la Terre contenant des restes fossiles déterminables appelée « Phanérozoïque ». Bien entendu, la biostratigraphie n'est applicable qu'aux roches sédimentaires contenant des fossiles.

2.2 LES FOSSILES ET LA DATATION BIOSTRATIGRAPHIQUE

En 1822, Brongniard rapproche la craie de Rouen des calcaires de Savoie d'après les mêmes contenus fossilifères. À partir de 1856, Quenstedt et son élève Oppel publient les premières échelles chronologiques fondées sur la paléontologie. Dès 1860, John Phillips définit les trois grandes ères géologiques sur la base de deux grandes coupures biologiques. Mais c'est Oppel qui est à la base du concept de biozone, en subdivisant les séries de terrain du Jurassique du Wurtemberg en 33 zones d'ammonites, sans tenir compte de la lithologie. Il définit les biozones comme des volumes de terrains correspondant à l'extension verticale et horizontale de deux ou plusieurs fossiles, chacun de ceux-ci n'occupant pas obligatoirement le même espace. Ces unités sont dénommées par une « forme-index », c'est-à-dire le fossile le plus typique par sa fréquence ou son aspect particulier, mais qui peut néanmoins faire défaut localement. Les meilleures de ces zones sont celles où les extensions fauniques sont les plus réduites verticalement (grande vitesse d'évolution) et les plus grandes horizontalement. On retrouve dans cette conception de biozone les bases de la biostratigraphie actuelle.

Il est important de bien distinguer l'utilisation des fossiles, faite pour corréler des terrains, de l'utilisation de fossiles en vue de situer un terrain dans une échelle des temps relative réalisée à partir des successions paléontologiques idéales établies d'après la synthèse de nombreux travaux de terrains dans le monde entier. Dans le premier cas, il s'agit de biostratigraphie au sens strict, méthode de corrélation n'impliquant nullement une situation dans le temps. Dans le second cas, il s'agit de biochronologie.

Dans la partie consacrée aux principes de base de la stratigraphie, la notion de « fossile stratigraphique » a été brièvement discutée, dans son sens commun. Il est évident que tous les fossiles ne peuvent être utilisés dans une démarche biostratigraphique ou biochronologique, en raison de la précision très variable dans le temps et dans l'espace fournie par les différents taxons, du moins si l'on souhaite obtenir une précision la meilleure possible. Cette conception, basée sur l'utilisation d'un fossile pour caractériser un intervalle de temps géologique, est évidemment trop simpliste.

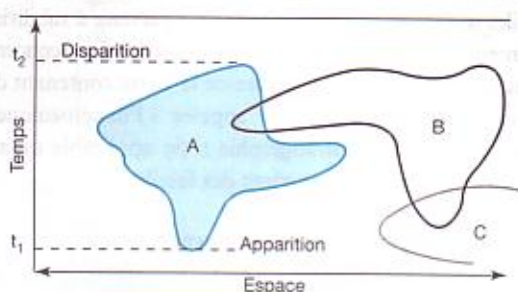


FIGURE 6.3. RELATIONS ENTRE TAXON, TEMPS ET ESPACE. Un taxon A naît au temps t_1 et disparaît au temps t_2 . Selon le point de l'espace considéré (ici seulement représenté dans deux dimensions), le taxon A sera, soit présent dans les séries étudiées dans un intervalle de temps généralement inférieur à celui compris entre t_1 et t_2 , soit absent. Il en va de même pour le taxon B, et ce n'est que dans un très faible intervalle de temps et dans une zone restreinte de l'espace que l'on peut trouver simultanément les taxons A et B dans les séries sédimentaires. On voit ainsi que le fait de ne considérer qu'un seul taxon est insuffisant pour le découpage du temps, mais que le fait d'en associer plusieurs, permet à la fois d'effectuer un découpage du temps avec un pouvoir séparateur élevé (biozones), ainsi que de corréler des terrains éloignés et qui sont caractérisés par des associations d'organismes différents, selon les paléoenvironnements.

Un taxon est défini par une répartition dans le temps (apparition-disparition) et par une répartition dans l'espace.

Cette répartition temporelle et spatiale d'un taxon est établie à partir des observations de terrain ; elle est donc soumise à la fois, non seulement aux limites effectives d'existence dans le temps et dans l'espace du taxon, mais aussi aux conditions de fossilisation, à la préservation des séries sédimentaires dans lesquelles le taxon a vécu, ainsi qu'à la finesse des observations du géologue.

De plus, deux buts, en apparence opposés, sont souvent attribués à la démarche biostratigraphique : un découpage du temps relatif de la manière la plus fine possible de manière à permettre des corrélations très précises, et la recherche de corrélations géographiques les plus lointaines possible (si possible à l'échelle planétaire). Selon que l'accent est mis sur l'une ou l'autre de ces orientations, la démarche biostratigraphique diffère.

2.3 LA BIOZONE

Sur le terrain, une biozone correspond à un ensemble de terrains comprenant verticalement et latéralement la même association de taxons. Le choix de ces taxons se fait, dans la mesure du possible, au niveau de l'espèce ou de la sous-espèce afin d'avoir la meilleure résolution possible. Une telle définition comprend à la fois une dimension temps (verticale) et une dimension géographique (horizontale).

Cette unité de base de l'échelle biostratigraphique est donc limitée par l'apparition et/ou la disparition (datums en anglais) d'une ou plusieurs espèces. On peut ainsi distinguer plusieurs types de biozones, dont les principaux sont les biozones d'association, de distribution, d'intervalle et d'abondance établies à partir des observations de terrain. À partir de ces données, en utilisant des traitements mathématiques, il semble possible de caractériser des intervalles de temps, sans déterminer à priori des taxons qui servent à la caractérisation d'un type d'intervalle. Une mise au point sur les biozones est proposé par Thierry (1997).

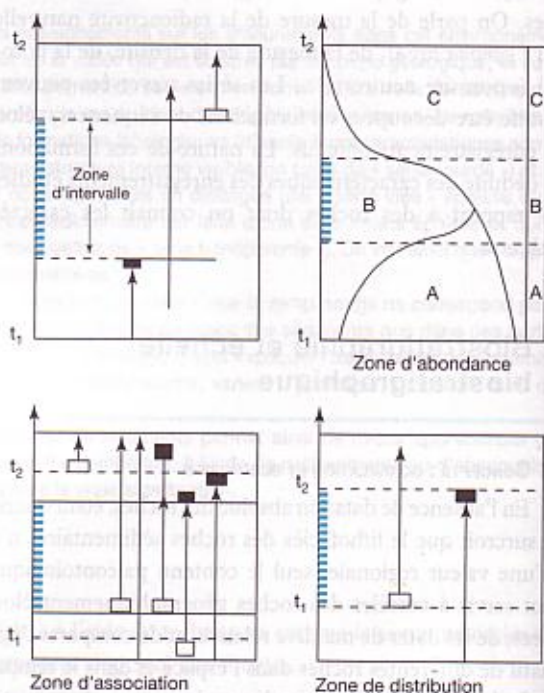


FIGURE 6.4. REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE DES PRINCIPAUX TYPES DE BIOZONES. Le moment d'apparition d'un taxon est indiqué par un rectangle blanc, le moment de sa disparition par un rectangle noir.

Discussion sur la notion de biozone

• L'extension géographique des taxons est très variable. Si certaines biozones ont une extension quasiment mondiale, comme les zones à ammonites du Jurassique inférieur, certaines définissent des *provinces faunistiques*. Ainsi, au Jurassique moyen et supérieur, il faut identifier une province boréale, une province nord-téthysienne (qui englobe l'Europe) et une province sud-téthysienne.

Pour certains intervalles de temps, il est donc nécessaire de réaliser une zonation par province, puis d'établir des corrélations entre provinces à l'aide de taxons dont les aires chevauchent plusieurs provinces. À l'inverse, on a vu que la notion de biozone d'abondance, en plus de son caractère subjectif, dépend fortement des conditions environnementales de l'intervalle de temps considéré ; l'utilité d'un tel type de biozone est surtout régionale.

• Deux points doivent être signalés.

— La vitesse de diffusion d'une nouvelle espèce influe évidemment sur sa répartition temporelle dans les séries géologiques et sur sa valeur comme marqueur d'une limite. Il en est de même pour le concept d'extinction synchrone d'une espèce. Cela pose en fait le problème du pouvoir de résolution d'une limite basée sur une apparition ou une extinction, ainsi que sur l'existence d'un grand nombre d'individus qui permettent à l'espèce considérée d'avoir un intérêt stratigraphique. S'il semble que la diffusion d'une espèce nouvelle soit relativement « rapide » à l'échelle géologique, on raisonne cependant en dizaines ou en centaines de milliers d'années, intervalle de temps instantané à l'échelle des temps géologiques considérés dans leur globalité, mais qui peut entraîner des diachronismes biostratigraphiques dans des séries géographiquement éloignées. Il est évident que le fait d'établir des biozones sur plusieurs taxons permet de s'affranchir en grande partie de cette incertitude. C'est sur ces considérations que sont établies les échelles biochronologiques.

— Un reste d'organisme se comporte comme une particule et entre dans le cycle sédimentaire. Cela signifie qu'il subit altération, dissolution, transport, remaniement, bioturbation, diagenèse. Une association de fossiles, dans une série sédimentaire, représente, non la totalité des taxons de cette époque, mais la fraction qui, à l'issue de la diagenèse, est préservée. Il suffit d'évoquer la fraction planctonique qui se dépose dans le fond des océans, sous la limite de compensation des carbonates, pour se rendre compte qu'elle ne représente pas la productivité et la diversité planctonique en surface.

2.4 LES ÉCHELLES BIOCHRONOLOGIQUES

La biozone est liée à une répartition spatiale d'un taxon ou d'un groupe de taxons. Elle a valeur régionale, mais ne peut pas avoir valeur globale et servir de référence pour définir un intervalle de temps. C'est pourquoi a été introduite la notion de chronozone afin de s'affranchir du caractère spatial de la biozone. Sur la base de successions de biozones, une échelle relative de subdivision du temps, ou échelle biochronologique, peut être établie, indépendamment d'un site ou d'une région. Afin de pouvoir établir des corrélations globales, des échelles biostratigraphiques établies selon des espèces reliées à des environnements différents sont réalisées. C'est ainsi que des échelles biozonales parallèles d'ammonites, de foraminifères, de radiolaires, de nannofossiles calcaires, permettent d'établir des corrélations depuis la plate-forme continentale jusqu'aux dépôts pélagiques.

On constate que selon les taxons utilisés, les méthodes d'établissement des biozones, et le type de formation étudié, le pouvoir de résolution des biozones est différent et que les limites des biozones sont variables.

La durée d'une biozone dépend donc des espèces choisies (ou du nombre d'espèces choisies) pour en définir la limite. On introduit ainsi une notion d'« importance » des limites de biozones en vue de leur utilisation stratigraphique. En réalité, l'estimation de la durée d'une biozone, si intéressante soit-elle, est une problématique indépendante de l'utilisation stratigraphique des biozones. Ces dernières sont une approche haute résolution de la datation relative de séries sédimentaires, et l'instrument le meilleur pour des corrélations régionales et même globales.

Cependant, si l'objectif est d'établir les grands traits de l'histoire de la Terre, se pose le problème de l'établissement de limites biostratigraphiques à valeur mondiale, ainsi que le problème des relations entre biostratigraphie et lithostratigraphie.

3. Limites stratigraphiques et cartes géologiques

3.1 EXTINCTIONS ET SUBDIVISIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES

Les concepts de limites de biozones et, plus généralement de limites biostratigraphiques, sont liés aux mécanismes de l'évolution qui régissent les proportions, ainsi que les vitesses, d'apparition et d'extinction des espèces. Cette question est traitée en détail dans la partie évolution de ce manuel (p. 517).

En vue d'utiliser apparitions et disparitions des espèces dans un but stratigraphique, il convient simplement de prendre en considération les conséquences stratigraphiques d'un taux « normal » d'évolution des espèces, par opposition à des périodes de « crises » évolutives.

- Dans une période d'évolution « normale », les extinctions résulteraient de l'évolution des espèces au sein d'une communauté en perpétuelle évolution. Un grand nombre de paléontologues estiment que la durée d'existence moyenne d'une espèce se situe entre 2 et 10 Ma. Par ailleurs, le nombre d'espèces actuelles à la surface du globe serait de l'ordre de 50 millions, et chaque jour il en disparaîtrait une centaine. Dans une telle vision, le découpage du temps par des apparitions et des extinctions aurait un caractère aléatoire et subjectif.

- Dès le début des études paléontologiques, la mise en évidence d'extinctions massives, avec disparitions simultanées de nombreuses espèces a conduit au concept d'événement exceptionnel, cause de modifications faunistiques durant des périodes de crises. C'est sur la base de la mise en évidence de telles crises du monde vivant qu'ont été élaborées les théories catastrophistes (vision défendue par Cuvier qui voit dans une telle crise une preuve du déluge, considéré comme une catastrophe d'origine divine) qui lient les renouvellements des espèces à la surface du globe à des mécanismes naturels, mais exceptionnels par leurs causes et leurs effets. Le catastrophisme sera défendu par Buckland en Angleterre, par Agassiz aux USA.

3.2 LES PRINCIPALES EXTINCTIONS EN MASSE

Une extinction en masse peut être caractérisée par sa durée, son intensité (taux d'extinction) et son ampleur (diversité des groupes atteints).

Les paléontologues, depuis longtemps, ont identifié cinq crises majeures (voir fig. 13.80 p. 571). Elles sont données ici, au mépris de toute pédagogie, en y associant des noms de systèmes, d'ères géologiques, ainsi que d'âge absolu, alors que ces notions seront discutées ultérieurement, mais il est important de considérer ces périodes de crise en prenant en compte leur situation sur une échelle stratigraphique et sur une échelle des temps absolus.

a – La limite entre le système Ordovicien et le système Silurien, il y a environ 440 Ma, durant l'ère Primaire (Paléozoïque). Cette crise, qui a affecté beaucoup d'organismes planctoniques et en particulier les graptolites qui étaient des organismes coloniaux caractéristiques de cette époque, est contemporaine de phénomènes glaciaires importants (décrits plus particulièrement dans le Sahara). Il semblerait qu'elle corresponde à une vaste régression du niveau global de la mer, estimée entre cent cinquante et deux cents mètres.

b – La limite entre l'étage Frasnien et l'étage Famennien (à l'intérieur du système Dévonien de l'ère Primaire), il y a environ 370 Ma. Les extinctions affectent la plupart des groupes d'invertébrés marins. Cette crise est attribuée à une modification de la circulation des masses d'eau qui entraîne un phénomène d'anoxie, dû à une moindre oxygénation des eaux superficielles.

c – La limite entre l'ère Primaire et l'ère Secondaire (ou crise du Permo-Trias, du nom des deux systèmes qui correspondent à la limite stratigraphique), il y a environ 250 Ma. Cette crise, la plus importante, est aussi la plus longue ; on estime qu'elle s'étale sur une durée approximative de 12 Ma. Elle correspond à une modification profonde des espèces vivantes à la surface du globe, avec une disparition quasi totale des nautiloïdes (à l'exception des ancêtres du nautilus actuel), des organismes qui constituent les communautés récifales, et une disparition totale des trilobites. On estime que 56 % des groupes d'invertébrés disparaissent durant cette limite. Cette crise est liée à la réunion des continents qui se fait à la fin de l'ère Primaire pour former un continent unique, la Pangée, ce qui diminue fortement la surface des plates-formes continentales, baisse le niveau moyen des mers, et modifie également les conditions climatiques, en particulier par la création de climats continentaux très contrastés dans les parties centrales du continent unique. L'importance de cette crise a été très vite établie. Il était logique qu'elle devint une des coupures majeures de l'histoire de la Terre.

d – La limite entre le système Trias et le système Jurassique, il y a environ 210 Ma. Cette crise semble liée à la distension et à l'éclatement des continents après la formation de la Pangée.

e – La limite entre le système Crétacé et l'ère Tertiaire (ou crise C-T), il y a environ 65 Ma. Il s'agit de la crise la plus connue en raison de l'extinction des dinosaures, mais aussi des ammonites. La cause de cette crise est discutée de façon très virulente entre partisans d'une cause extra-terrestre (chute d'une ou plusieurs météorites) et partisans d'une cause intra-terrestre (volcanisme intense). Quelle qu'en soit la cause, cette limite a profondément marqué la communauté géologique. Après que certains y ont vu la preuve du déluge, puis la preuve de la théorie des catastrophes, elle est actuellement la base de débats passionnés. Cette limite sert à séparer deux ères géologiques.

À ces cinq crises majeures d'extinction, la communauté géologique en a rajouté deux autres, définies, elles, par des apparitions.

f – La limite entre les temps précambriens et la base de l'ère Primaire, il y a environ 540 Ma. Elle correspond au

développement brutal des invertébrés marins à coquilles minéralisées externes, ce qui marque pour les créateurs de la stratigraphie le début des temps fossilifères (ou phanérozoïques). Peut-être faut-il souligner la nécessité absolue de ne pas assimiler début des temps fossilifères (c'est-à-dire le temps des fossiles visibles à l'œil) et la naissance de la vie. Cet aspect est traité par ailleurs dans ce manuel (p. 497).

g – La limite entre l'ère Tertiaire et l'ère Quaternaire est définie par l'apparition de l'homme. Dès le moment où cette limite a été prise en considération par la communauté des géologues, s'est posée la question de la définition de cette limite et de son âge. C'est-à-dire que se pose le problème de l'hominisation, de sa première manifestation, ainsi que celui de l'importance géologique de cette limite. Cette question paléontologique est présentée dans une autre partie de ce manuel. Du point de vue de la biostratigraphie, le problème de l'importance et du choix de cette limite peut se poser. En réalité, le problème ne pourra être discuté avec sérénité qu'après la disparition de l'Homme (par qui ?), en particulier celui des conséquences de cette apparition. On vient de voir que certaines crises peuvent s'étaler sur plusieurs millions d'années, ce qui n'empêche pas qu'on les dénomme catastrophe. Il faut espérer que ce ne sera pas sous cette appellation que l'on retiendra le temps de l'homme.

L'importance de la question du choix de cette limite d'ère par l'hominisation est posée par deux citations issues d'auteurs anonymes (copies d'examens), qui cernent bien le problème :

« L'homme triomphaliste, s'est même créé une ère pour fêter son apparition. »

« C'est l'homme maître de la Terre qui a jugé que son apparition marquait un nouvel air. »

3.3 LES ÈRES, SUBDIVISIONS MAJEURES DES TEMPS GÉOLOGIQUES

Sur les bases de la biochronologie et de la mise en évidence de crises biologiques qui ont valeur universelle, une première subdivision des temps géologiques a été établie, en grandes durées nommées « ères ».

En réalité, la subdivision majeure est celle qui différencie les temps précambriens (sans fossiles utilisables en biostratigraphie) des temps phanérozoïques (pour lesquels les fossiles servent de marqueurs du temps et permettent des subdivisions).

Bien entendu, les travaux récents faits sur des terrains précambriens y montrent l'importance de la vie, son apparition précoce, et son évolution. Les biostratigraphes du Précambrien sont au travail et des développements importants en ce domaine sont certains. Cependant, pour l'instant, la stratigraphie du Précambrien se fait beaucoup

par la lithostratigraphie, et les corrélations à valeur globale se font surtout à l'aide de valeurs numériques obtenues par des mesures d'âge absolu, ou encore par corrélations de phases orogéniques.

Les terrains phanérozoïques ont d'abord été subdivisés en quatre ères limitées par des crises biologiques :

- L'ère Primaire est limitée à sa base par une crise d'apparition des fossiles possédant des tests ou des coquilles, et est séparée de l'ère Secondaire par la crise d'extinction permo-triasique.
- L'ère secondaire est limitée à son sommet par la crise d'extinction Crétacé-Tertiaire.
- L'ère tertiaire est limitée à son sommet par l'apparition de l'Homme.
- L'ère Quaternaire n'est pas encore limitée à son sommet...

Afin de lever cette ambiguïté de l'ère Quaternaire, on distingue actuellement trois ères définies paléontologiquement :

- l'ère Paléozoïque qui correspond à l'ère Primaire,
- l'ère Mésozoïque qui correspond à l'ère Secondaire,
- l'ère Cénozoïque qui correspond à l'ensemble des ères Tertiaire et Quaternaire.

Cette approche du découpage du temps, par la mise en évidence de grandes unités séparées par des crises biologiques majeures, ne permet pas un pouvoir de résolution important, en particulier dans le cadre d'une étude régionale. C'est pourquoi une autre approche biostratigraphique qui part du regroupement le plus fin possible de séries géologiques, à l'aide de leur contenu paléontologique, a été élaborée. L'unité chronostratigraphique la plus fine, à valeur globale, est l'étage.

3.4 L'ÉTAGE

Bref historique

Le terme « étage » est utilisé à l'origine avec une connotation topographique. Pour Philippe Bertrand (1799), les brusques descentes de la mer ont découvert et raviné successivement des « étages » de continent. Cuvier et Brongniard (1811) distinguent quatre « étages » pour décrire les environs de Paris, qui vont de la Craie au « grand plateau sableux ». Pour eux, il s'agit d'étagement des terrains, à la fois stratigraphique (« formations ») et topographique (plateaux en gradins). D'Homalius d'Halloy (1816) distingue les « divers étages qui constituent le Bassin de Paris », au sens de grandes formations lithologiquement distinctes.

C'est Alcide d'Orbigny (1851) qui définit le premier les étages dans leur acception moderne. Un « étage » est un « terrain » caractérisé par une faune donnée, correspondant à une époque donnée. Cette définition s'accorde bien avec

la conception dominante de l'époque des « révolutions successives du Globe » de Cuvier. Un étage est donc, dans cette vision, un temps de repos entre deux catastrophes de renouvellement. Cela signifie qu'un étage est limité par des coupures franches, aussi bien dans le contenu paléontologique que dans les types de roches sédimentaires, et qu'il faut lier variations de dépôt et modifications des espèces vivantes. Sur ces bases, d'Orbigny, avant 1850, définira 27 étages à partir de « coupes types » riches en fossiles. Cette richesse en faune et en flore impliquait le choix préférentiel de séries marines dans des domaines de mers épicontinentales.

Les limites ainsi choisies correspondaient nécessairement à des variations globales du niveau marin (eustatisme), ou à des mouvements tectoniques (globaux ou locaux).

Les premières subdivisions en « étages » sont donc basées à la fois sur le lithofaciès, sur certains fossiles, ainsi que sur des limites aisément identifiables qui traduisent des changements importants des conditions géologiques globales.

Définitions

La notion d'étage comporte deux acceptions qui dérivent l'une de l'autre.

- Il s'agit d'un intervalle de temps, une durée, délimitée à sa base et à son sommet par des apparitions et/ou des extinctions d'espèces. C'est donc par son contenu paléontologique que l'étage est défini, et par des limites aisément identifiables par des modifications d'espèces fossiles.
- Cette durée est matérialisée par une série stratigraphique de référence définie par convention en un lieu où la série est considérée comme complète, avec un contenu fossilifère ayant une probabilité d'extension géographique la plus vaste possible (faciès marin de faible profondeur), et dans laquelle les limites sont clairement identifiables. Cette coupe de référence est appelée « stratotype », et le lieu où elle est située sert fréquemment à nommer l'étage. Au nom d'un lieu géographique proche est associé le suffixe « ien ». Au stratotype de Berrias, petit village ardéchois correspond l'étage « Berriasien ». Au stratotype défini près de la ville du Mans (Cenomanum) correspond l'étage « Cénomani ». Cette règle n'est pas toujours respectée, en général pour des raisons historiques. Le « Tithonien » (visible sur la figure 6.1, p. 216, formation n° 4) a été nommé ainsi en référence à Tithon, époux de Eos (l'Aurore) car cet étage termine le système Jurassique et se situe donc à l'aurore de l'âge de la craie (Crétacé).

Discussion

La notion d'étage recouvre des concepts variés. À l'origine, un étage correspond à une réalité, un « ensemble de strates qui matérialisent un certain intervalle de temps (âge), celui qui aura été nécessaire au dépôt des couches impliquées ». Cet ensemble de strates, ou stratotype, a vocation d'être valeur de référence mondiale par son contenu paléontologique. Simultanément, la notion d'étage correspond à un intervalle de temps, une durée, située dans l'échelle relative du temps, toujours par son contenu paléontologique.

Cela implique que les dépôts qui constituent le stratotype soient continus, sans érosion ni lacune, et que le contenu paléontologique soit abondant et puisse être identifié sur une surface paléogéographique la plus vaste possible. Il est évident que peu de séries géologiques correspondent à l'ensemble de ces critères. Un stratotype choisi dans une série marine de plate-forme contient des fossiles différents d'une série pélagique. Il est souvent nécessaire d'adjoindre à un stratotype d'autre séries de référence (appelées parastratotypes) qui permettent soit de préciser des contenus paléontologiques lorsqu'il s'avère qu'une série choisie n'est en réalité pas continue, soit d'établir des corrélations entre des provinces faunistiques différentes.

Le choix de la limite exacte d'un étage est primordial. Sur le stratotype, on décide de faire débiter un étage par une strate qui correspond soit avec une limite de biozone, soit avec un marqueur lithologique facilement identifiable (apparition ou disparitions de taxons, niveau de lithofaciès caractéristique...). Cela signifie que cette démarche de définition d'étage admet implicitement une relation entre lithostratigraphie et biostratigraphie, ou encore que des modifications sensibles des associations fossilifères puissent être la conséquence de modifications importantes de l'environnement géologique.

Actuellement, la commission stratigraphique internationale propose donc de définir un étage par ses limites :

« Dans un stratotype ou dans toute autre série ou portion de série représentative, appelée stratotype de limite, on décide de faire débiter tel étage à tel banc particulier coïncidant soit avec une limite de biozone en ce point, soit avec divers événements, tels que apparitions ou disparitions de taxons, arrivée de minéraux particuliers, cendres volcaniques, inversions magnétiques. Bref, on se réfère à un marqueur définissant un bio ou un lithohorizon. En plus, il faut que cette limite soit située le plus précisément possible sur plusieurs échelles biostratigraphiques, afin qu'elle soit repérable sur un maximum de surface. »

La notion de « sections et points stratotypes globaux » (SPSG)

L'objectif actuel des stratigraphes est de subdiviser le temps à l'aide de limites appelées points stratotypes globaux (PSG) qui délimitent les étages. Ces points sont caractérisés à l'aide d'un contenu biostratigraphique (si possible avec plusieurs groupes fossiles), de caractéristiques lithostratigraphiques éventuelles, de particularités chimiques, de la magnétostratigraphie. Ils font également l'objet de datations radiométriques.

Ces PSG sont établis progressivement par la Commission Internationale de Stratigraphie (voir échelle stratigraphique).

3.5 LES SYSTÈMES

On vient de décrire les deux approches opposées pour la subdivision du temps relatif. La première est basée sur des coupures majeures de l'histoire de la Terre en ères, périodes très longues car elles correspondent à des épaisseurs de dépôts souvent plurikilométriques, et qui correspondent à des modifications majeures des conditions géologiques globales. La seconde consiste à établir des coupures fines, les étages, définies par leur contenu paléontologique et surtout par leurs limites qui traduisent également des modifications globales à la surface de la Terre, mais d'intensité moindre que celles qui définissent les ères.

Une unité de temps intermédiaire entre l'étage et l'ère a été proposée dès les premiers travaux stratigraphiques : le *système*.

Il s'agit d'ensembles lithologiques qui présentent des analogies évidentes et une continuité dans leur histoire. C'est ainsi que la notion de « Crétacé ou âge de la craie » a été proposée, puis définie comme système. Ces ensembles lithologiques sont limités par de grands changements lithologiques, traduisant des modifications fondamentales du paléoenvironnement. Ainsi l'ère Mésozoïque est subdivisée en trois systèmes qui sont, du plus ancien au plus jeune, le Trias, le Jurassique et le Crétacé. On a vu que la limite Trias-Jurassique correspondait à une profonde modification des êtres vivants. Cette limite s'accompagne de changements lithologiques importants. C'est sur ces bases qu'on a érigé cette limite à l'échelle de limite de système. De même, la base du Crétacé, d'après les travaux des stratigraphes, semblait correspondre à une vaste régression qui a provoqué l'émersion d'une grande partie du territoire français et qui s'accompagnait d'un changement lithologique majeur avec passage à des dépôts de craie. C'est pourquoi cette limite est celle d'un système (visible sur la photographie 6.1).

La notion de système, unité à valeur mondiale et regroupant plusieurs étages est donc, historiquement, basée

sur l'enregistrement, dans les séries géologiques, de périodes de temps durant lesquelles les conditions de mise en place des séries sédimentaires étaient relativement homogènes. Elle implique nécessairement un caractère régional car les conditions de sédimentation présentent toujours une répartition géographique limitée (pendant la durée du Crétacé il ne se déposait pas de la craie partout !). Il a donc fallu raccorder les limites des systèmes avec les limites d'étages, faites sur des bases paléontologiques.

À cet effet, on a introduit une subdivision supplémentaire : le « sous-système » qui regroupe quelques étages à l'intérieur d'un système, chacun de ces sous-systèmes ayant des caractéristiques lithologiques spécifiques. Certains systèmes, comme le Trias, sont simplement divisés en sous-systèmes : ancien, moyen et supérieur. D'autres, bien caractérisés, ont des noms spécifiques. Ainsi, dans l'ère Cénozoïque, le système « Néogène » est subdivisé en sous-système « Miocène » et « Pliocène ». Cependant, ces subdivisions ont un caractère beaucoup plus subjectif que les systèmes, et résultent plus d'un consensus que d'une réalité indiscutable. Le lecteur, en consultant plusieurs échelles stratigraphiques et en les comparant, verra des découpages différents selon les auteurs, du moins sur les sous-systèmes.

Le travail de la Commission de Stratigraphie de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (UISG) est de réaliser (ou du moins de tenter de réaliser) une échelle stratigraphique de référence. On a déjà vu que la tendance actuelle est de pratiquer par la caractérisation de limites à valeur globale et définies à l'aide de tous les moyens actuellement disponibles (âge absolu radiochronologique, échelle magnétostratigraphique, chimiostratigraphie...).

3.6 L'ÉCHELLE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE MONDIALE

À défaut de pouvoir donner un âge absolu à une roche, l'élaboration d'échelles de référence qui subdivisent le temps en unités admises par tous et aisément reconnaissables dans les roches sur la totalité de la surface de la Terre, a été le travail des géologues depuis le début du XVIII^e siècle. L'échelle stratigraphique, telle qu'elle est établie actuellement, reflète l'ensemble de ces travaux, à l'aide de différentes approches et de conventions admises.

Elle n'a pas de caractère définitif. Une commission internationale de stratigraphie œuvre à cet effet. Il s'agit du résultat, toujours discuté, de compromis et de conventions élaborés à travers l'ensemble des travaux de recherche. Son ambition est de définir des unités chronologiques globales. Établie avant la radiochronologie, elle est basée sur des événements, des limites biologiques et lithologiques.

Actuellement l'ensemble des méthodes (lithostratigraphie, biostratigraphie, chimiostratigraphie, magnétostratigraphie...

Ère	Système	Sous-système	Étage	Ma	+/-
CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	HOLOCÈNE		0,01	
		PLÉISTOCÈNE	supérieur		
			moyen		
			Calabrien		
	NÉOGÈNE	PLIOCÈNE	Plaisancien	★ 1,75	0,05
			Zancloën	3,4	
				5,3	
		MIOCÈNE	Messinien	7,1	0,3
			Tortonien	11	0,3
			Serravallien	14,7	0,5
			Langhien	15,8	0,4
			Burdigalien	20,3	0,5
			Aquitainien	23	0,5
			Chattien	28	1
		OLIGOCÈNE	Rupélien	★ 34	0,5
			Priabonien	37	1/0,5
			Bartonien	40	1
PALÉOGENÈ	ÉOCÈNE		Lutétien	46	1/0,5
			Yprésien	53	1
	PALÉOCÈNE		Thanétien		
			Sélandien		
			Danien	★ 65	0,5
			Maastrichtien	72	0,5
			Campanien	83	1
MÉSOZOÏQUE	CRÉTACÉ	SUPÉRIEUR	Santonien	87	1
			Coniacien	88	2
			Turonien	92	2
			Cénomanién	96	2
		INFÉRIEUR	Albien	108	3/1
			Aptien	113	3
			Barremien	117	2/5
			Hauterivién	123	2/6
			Valanginien	131	4
			Berriasien	135	5/5
			Tithonien	141	7/5
JURASSIQUE	SUPÉRIEUR (MALM)		Kimmeridgien	146	
			Oxfordien	154	5
			Callovien	160	2
	MOYEN (DOGGER)		Bathonien	164	2
			Bajocien	170	4/3
			Aalénien	175	
	INFÉRIEUR (LIAS)		Toarcien	184	
			Pliensbachien		
			Domérien		
			Carixien	191	
			Lotharingien		
			Sinemurien	200	4/?
TRIAS	SUPÉRIEUR		Hettangien	203	3
			Rhétien		
			Norien	220	10
	MOYEN		Carnien	230	6
			Ladinien	233	5
			Anisien	240	5
	INFÉRIEUR		Olenekien		
			Induen	250	5

ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE ET SUBDIVISIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

(d'après une synthèse de Thierry et Babin, et des données d'Odin, 1994).

Ère	Système	Sous-système	Étage	Ma	+/-
PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR	PERMIEN	SUPÉRIEUR	Tatarien	255	5
			Kazarien	258	9/5
			Kungurien	265	8
		INFÉRIEUR	Arlinskien	275	8
			Sakmarien	285	8
			Assélien	295	5
	CARBONIFÈRE	SUPÉRIEUR STÉPHANIE	Gzhélien		
			Kasimovien		
		MOYEN	Moscovien	305	3/5
			Bashkirien	315	5
			Serpukhovien	325	5
		INFÉRIEUR	Viséen	345	
			Tournaisien	★ 355	3/5
	DÉVONIEN	SUPÉRIEUR	Famennien	★ 365	5
			Frasnien	★ 375	5
		MOYEN	Givétien	380	
			Erfélien	★ 385	8
			Emsien	390	
		INFÉRIEUR	Praguén	★ 408	5/9
			Lochkovien	★ 415	
			Pridoli	★ 425	5
PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR	SILURIEN	Ludlow	Ludfordien	★ 430	6
			Gorstien	★ 445	4
			Homérien	★ 455	5/5
		Wendlock	Schleinwoodien	★ 462	4
			Télychien	★ 465	5/3
		Llandovery	Aéronien	★ 480	7/6
			Rhuddanien	★ 490	10
	ORDOVICIEN	SUPÉRIEUR	Trempealéauvien		
			Franconien		
			Dresbachien		
		MOYEN	Mayaen		
			Amgaen		
		INFÉRIEUR	Toyonien		
			Botomien		
	CAMBRIEN		Atdabanien	525	5
			Tommotien	530	5
			Nemkyl-Daldinien	★ 540	5

Ère	Érathème	Système	Ma
PROTÉROZOÏQUE	NÉO-PROTÉROZOÏQUE	NÉOPROTÉRO. III	
		CRYOGÉNIEN	
		TONIEN	
	MÉSO-PROTÉROZOÏQUE	STÉNIEN	
		ECTASIEN	
		CALYMMIEN	
	PALÉO-PROTÉROZOÏQUE	STATHÉRIEN	
		OROSIRIEN	
		RHIACIEN	
		SIDÉRIEN	2500
ARCHÉEN	plus anciennes roches connues		3 800
	formation de la Terre		4 500

datations absolues) ont conduit progressivement à l'élaboration d'une échelle de référence, d'un calendrier qui subdivise le temps en unités (chronostratigraphie) et qui attribue des âges numériques (géochronologie). La mise en regard des résultats obtenus par deux approches indépendantes permettra, après avoir évoqué les marges d'erreur des deux approches, de discuter la notion éventuelle de rythme dans la mise en place des séries sédimentaires, et donc des causes qui en sont à l'origine.

3.7 LA NOTION D'ÉON ET LES TEMPS PRÉCAMBRIENS

Le découpage du temps géologique se fait sur la base de trois grandes subdivisions : l'ère, le système (avec les sous-systèmes) et l'étage. Ces limites traduisent des variations géologiques d'intensité des causes. Les bases de ces subdivisions, telles qu'elles viennent d'être discutées, s'appliquent aux temps fossilifères, au Phanérozoïque, dont l'ensemble des ères est regroupé sous le nom d'*e*on *.

Pour les temps antérieurs, les formations précambriennes sont divisées en deux *e*ons (l'Archéen et le Protérozoïque) dont la limite est fixée par convention à 2500 Ma.

L'Archéen

Cet *e*on n'est pas subdivisé. Il correspond aux roches les plus âgées dont les plus anciennes sont datées d'environ 3800 Ma. Au-delà, il n'y a pas de stratigraphie terrestre en l'absence de roche témoin.

Le Protérozoïque

Cet *e*on a été subdivisé en trois ères (paléo-, méso-, et néoproterozoïque) et chacune de ces ères divisée en systèmes, dont les noms ont été créés par la commission internationale de stratigraphie afin d'éviter l'interprétation régionaliste qu'aurait entraîné l'utilisation de noms déjà existant sur la base de travaux ponctuels. Les racines de ces noms de Systèmes sont choisis d'après un caractère marquant des couches.

On constate que la logique de subdivision des temps précambriens est faite sur une logique totalement différente de celle des temps phanérozoïques. La subdivision majeure des deux *e*ons à 2500 Ma, basée sur un âge absolu, peut sembler *a priori* totalement aléatoire. En réalité, cette limite d'âge, avec une marge d'erreur d'une centaine de millions d'années, semble correspondre à une coupure majeure reconnaissable par la fin d'une forte activité magmatique et volcanique. La subdivision de l'*e*on Protérozoïque est très discutée et basée surtout sur des données lithostratigraphiques régionales. Il est logique que cette période de l'histoire, basée sur des séries peu nombreuses, déformées, métamorphosées, soit mal connue. De surcroît, il est clair que la lecture du message sédimentaire inscrit dans ces séries sédimentaires est ardue, et que la seule utilisation du principe d'uniformitarisme ne facilite pas cette lecture.

3.8 LA STRATIGRAPHIE DU « QUATÉNAIRE »

L'échelle stratigraphique du Quaternaire doit être considérée comme un système de l'ère Cénozoïque, mais très particulier en raison de sa courte durée ainsi que l'indiquent les âges absolus. Le Quaternaire est actuellement subdivisé en deux sous-systèmes : Pléistocène et Holocène, la limite entre les deux étant à 0,01 Ma, c'est-à-dire avec une précision inenvisageable pour toute autre période géologique. C'est la période géologique pour laquelle on dispose de méthodes de mesure d'âge pouvant atteindre quelques années (voir dendrochronologie). C'est également celle de l'origine et de l'évolution de l'Homme (voir partie *La Terre, planète du vivant*, p. 495). Enfin, il s'agit d'un intervalle de temps caractérisé par des phénomènes de glaciations et de déglaciations qui ont servi à des subdivisions du temps Quaternaire (glaciations du Donau, Günz, Mindel, Riss). La stratigraphie du Quaternaire ne peut être mise en corrélation avec celle des temps antérieurs.

3.9 LA CARTE GÉOLOGIQUE EN TERRAINS SÉDIMENTAIRES : UNE REPRÉSENTATION DU TEMPS

La reconstitution de l'histoire de la Terre se fait à partir de l'étude de l'organisation spatio-temporelle des roches qui constituent la partie supérieure de l'écorce terrestre. Le mode de représentation de cette organisation est la carte géologique.

Définition

Une carte géologique est la représentation en plan, sur un fond topographique, des indications issues de l'étude des roches qui affleurent à la surface de la Terre ou qui ne sont cachées que par une faible épaisseur de formations superficielles récentes dont on ne tient pas compte (sauf dans le cas d'une étude spécifique des formations superficielles).

FIGURE 6.5. ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE ET SUBDIVISIONS CHRONO-STRATIGRAPHIQUES (d'après une synthèse de Thierry et Babin, et des données d'Odin, 1994).

Les subdivisions en ères, systèmes, sous-systèmes et étages sont celles adoptées par la majorité des classifications. Il faut cependant signaler quelques variations. Le premier étage du Cambrien est très discuté : quelquefois appelé Paléocambrien, ici Nemkyl-Daldinien, il est défini par l'apparition d'un ichnofossile (voir partie paléontologie : apparition de la biosphère). Le système Carbonifère (ici divisé en inférieur, moyen, supérieur) est quelquefois divisé en Dinantien (qui correspond à la partie inférieure) et Silésien. Les âges absolus sont ceux calculés par Odin et sont accompagnés par un intervalle de temps dans lequel les datations absolues situent cette limite. Les astérisques signalent les limites actuellement définies selon le concept des Points Stratotypes Globaux.

Ce mode de représentation varie selon la nature des roches. Dans le cas de roches magmatiques ou métamorphiques, c'est la nature des roches qui sert à tracer la limite cartographique.

À l'opposé, dans le cas des roches sédimentaires, c'est l'échelle chronostratigraphique qui sert à limiter les types de roches. Sur une carte géologique en terrains sédimentaires, les unités de base de représentation sont normalement les étages. Une telle carte est d'abord une représentation du découpage du temps dans la région considérée, et non celle des variations lithologiques. Les caractéristiques lithologiques des étages, dans la région couverte par la carte, sont indiquées sommairement en légende et précisées dans les notices adjointes aux cartes.

Cela pose évidemment le problème des relations entre lithostratigraphie et biostratigraphie dans le cadre régional. Il se peut qu'il y ait coïncidence entre les deux et qu'à un étage donné corresponde un lithofaciès caractéristique.

Sur la carte géologique au 1/50 000 de Dieulefit, dont un fragment est donné, et sur la zone de laquelle proviennent plusieurs des photographies qui illustrent cette partie du manuel (voir exercice p. 243), il y a, par exemple, coïncidence entre l'étage Valanginien et le lithofaciès constitué de « marnes jaunes » aisément identifiables sur le terrain. Mais cela n'est nullement le cas général. La représentation des terrains sédimentaires sur cette carte correspond alors à un choix de l'auteur de la carte afin de mettre l'accent sur la lithostratigraphie ou sur la biostratigraphie. Il est possible de regrouper plusieurs étages (ou des portions d'étages successifs) afin de faire correspondre une série lithologique caractéristique de la zone considérée avec un ensemble cohérent d'unités chronostratigraphiques. Sur la même carte géologique, on a ainsi représenté un ensemble d'étages sous le terme de « marnes bleues » en raison de leur homogénéité de lithofaciès sur le terrain et de leur importance dans la morphologie de la région. Inversement, la morphologie majeure de la région est constituée par une barre calcaire (photographie 6.1, p. 216), appelée « barre tithonienne » et qui est représentée comme lithofaciès sur la carte géologique, alors qu'elle correspond à l'étage Portlandien et à la partie supérieure de l'étage Kimméridgien. Ultérieurement à la publication de cette carte géologique (1969), le stratotype de l'étage Portlandien ayant été considéré comme peu représentatif des dépôts de cet intervalle de temps, un étage Tithonien a été créé.

On a vu que les limites de systèmes et d'ères correspondaient à des modifications majeures des conditions géologiques. Sur une carte géologique représentant une surface plus grande que la carte géologique habituelle au

1/50 000 ou 1/80 000, telles des cartes au 1/250 000 ou 1/1000 000, l'accent est mis sur les limites de systèmes, c'est-à-dire sur des variations lithologiques majeures.

Il est important d'avoir conscience que la représentation des terrains sédimentaires sur une carte géologique est d'abord celle du temps, à l'aide des unités définies en chronostratigraphie, principalement l'étage, mais que selon les régions ou selon l'échelle, l'accent peut être mis également sur la lithostratigraphie. Cela reflète le problème de l'utilisation des cartes géologiques : instrument de reconstitution de l'histoire de la Terre ou document destiné à des buts d'aménagement ou d'exploitation ?

4. Datation absolue

Par opposition à la datation « relative » qui consiste à situer un événement par rapport à un autre : « plus jeune que... plus vieux que... », la datation radiométrique anciennement dite absolue se propose de chiffrer un événement en nombre d'années, le plus généralement.

Cela permet ensuite, soit de situer cet événement par rapport au présent, c'est-à-dire de le dater (« l'extinction des dinosaures a eu lieu il y a 65 millions d'années (Ma) environ »), soit d'estimer la durée d'une période géologique (« la durée du Jurassique est de 70 Ma environ »).

Pour mesurer une durée, il est indispensable de recourir à des phénomènes matériels dont la durée unitaire est connue et stable (du moins à l'échelle géologique) : longueur du jour, du cycle lunaire, de l'année, de cycles astronomiques, taux de désintégration d'un élément...

Les méthodes de la datation absolue ont des domaines d'application extrêmement variables. On se bornera ici à donner quelques exemples des méthodes les plus connues, en discutant la valeur des données ainsi obtenues. Il s'agit de l'utilisation des « horloges sédimentologiques », des « horloges paléontologiques », des « horloges isotopiques et chimiques ».

4.1 LES « HORLOGES SÉDIMENTOLOGIQUES »

En connaissant, par analogie avec un mécanisme sédimentaire actuel, la durée du dépôt d'une « unité de sédimentation clairement identifiée », il est possible par comptage du nombre superposé de telles unités, de calculer la durée de l'ensemble du dépôt étudié.

Cela est possible lorsqu'un dépôt est caractéristique d'un rythme. Il peut s'agir d'un rythme diurne-nocturne, d'un rythme lié aux variations lunaires, ou encore d'un

rythme annuel. Cette approche est basée surtout sur les rythmes naturels dont nous avons conscience (la journée, l'année), mais elle peut aussi s'appliquer à des rythmes plus longs que ceux discernables à l'échelle de la durée d'une vie humaine. Les rythmes astronomiques (voir séries rythmiques et chapitre climats) s'enregistrent également dans les séries sédimentaires, mais leur lecture est moins aisée.

4.1.1 L'EXEMPLE DES VARVES

Une varve est un dépôt lacustre annuel, millimétrique à centimétrique, formé par la superposition d'une couche estivale claire (généralement la plus épaisse et constituée essentiellement d'argiles et de sables fins), avec une surface de base nette et un passage graduel vers une couche hivernale plus mince et plus sombre. Cette couleur plus sombre traduit une plus grande proportion de débris organiques qui se déposent en période de gel, lequel tarit l'écoulement des eaux et les apports détritiques.

Le dénombrement des varves indique la durée du dépôt. Ce n'est que si le dénombrement se fait à partir de la surface d'un dépôt lacustre actuel que l'âge d'une série de varves peut être établi. Il faut en outre admettre que le dépôt est continu et qu'il n'a subi aucune érosion. En pratique, il est possible de raccorder des segments de dépôts de varves en identifiant certaines varves caractéristiques qui correspondent à une année de dépôt particulier à une région suffisamment vaste pour que cette particularité climatique se retrouve dans des dépôts de lacs différents.

On estime, que par cette méthode, il est possible de remonter jusqu'à 15 000 ans BP (BP = *Before Present* : actuel fixé par convention en 1950). Si cette méthode est intéressante pour les périodes très récentes et dans des zones de type périglaciaire, il est évident que pour une histoire géologique globale, elle est inutilisable pour des datations. Cependant, et toujours en admettant le principe d'actualisme, la mise en évidence de varves dans des séries géologiques anciennes est à la fois un indicateur de milieu de dépôt (lacustre), un indicateur climatique (glaciaire à périglaciaire) et un moyen d'estimer la durée de tels dépôts présents dans la série étudiée.

Pour des indications plus précises sur l'intérêt de l'étude des varves, on suggère la lecture du livre très tonique de Hsu (1989) : *Physical principles of sedimentology*.

4.2 LES «HORLOGES PALÉONTOLOGIQUES»

4.2.1 LA DENDROCHRONOLOGIE

Cette méthode est basée sur la possibilité de dénombrer les anneaux de croissance annuelle des arbres. Comme pour les varves, il s'agit, à partir d'arbres actuels et de forte longévité, de dénombrer ces anneaux et de caractériser

certains d'entre eux (qui correspondent à une année à climat singulier qui se traduit par un anneau singulier) afin de les identifier dans des bois anciens, puis de les dater.

La longévité de certaines espèces de pins permet de compter jusqu'à 6 millénaires. On cite la longévité des pins de Bristlecone, près de la frontière entre la Californie et le Nevada, *Pinus aristata* ou *Pinus longaeva*, dont certains spécimens encore vivants sont âgés de 4 900 ans et qui permettraient de remonter jusqu'à 9 millénaires.

Cette méthode est essentiellement utilisée en archéologie et en protohistoire, mais il est évident, que comme les varves, pour la reconstitution d'une histoire géologique, elle ne présente aucun intérêt.

En revanche, par sa précision, cette méthode a été utilisée pour le calibrage de la méthode de datation par le carbone 14 qui sera exposée et discutée plus loin.

4.2.2 CONCLUSIONS RELATIVES À CES MÉTHODES BASÉES SUR DES OBSERVATIONS D'OBJETS NATURELS

Le pouvoir de datation par ces méthodes est très faible, à partir du présent, elles ne permettent de remonter le temps que sur une période très courte. En revanche, il s'agit d'une approche chronologique qui aboutit à des estimations de durée très précises pour de petites parties de séries sédimentaires dans lesquelles leur identification a pu être faite. C'est par cette approche comparative avec des mécanismes identiques de rythmes connus qu'on a pu mettre en évidence des variations de durée de ces mécanismes cycliques dans des périodes anciennes. L'étude de la croissance des Coelentérés au Dévonien a permis d'établir qu'une année, dans ces temps géologiques, comportait 400 jours. De même, l'étude des Nautilites au Silurien, aboutit à estimer à 9 jours la durée du mois lunaire, ce qui indique qu'à cette époque la Lune était plus proche de la Terre qu'elle ne l'est actuellement.

La recherche des rythmes, de toutes périodes, dans les séries sédimentaires, est une des approches les plus communes actuellement, en vue de disposer d'unités de durée de résolutions variées, pour subdiviser le temps dans les séries sédimentaires. S'il est certain que de tels rythmes existent et peuvent s'enregistrer dans les séries sédimentaires, il convient cependant d'être d'une extrême prudence dans la mise en évidence de rythmes à partir des successions sédimentaires qui sont l'enregistrement simultané de causes d'origines variées et d'intensités très variables.

4.3 LA THERMOLUMINESCENCE (TL)

4.3.1 DÉFINITION

La thermoluminescence est la propriété qu'ont certains cristaux (comme la fluorine) d'émettre une lumière visible

lorsqu'on élève leur température. La TL ne se produit que si le minéral a été préalablement soumis à une irradiation due à des rayonnements ionisants, par exemple l'exposition à la radioactivité naturelle (U-Th, ^{40}K), pendant des temps longs. Un second chauffage du même échantillon ne provoque pas d'émission lumineuse, s'il n'y a pas eu de nouvelle irradiation.

La TL s'explique par la structure imparfaite des cristaux qui contiennent toujours des défauts en nombre élevé (lacunes, dislocations, distorsions, impuretés). Au cours de l'irradiation, certains atomes du cristal sont ionisés, quelques-uns d'entre eux vont être captés par les défauts (« pièges ») et ne reviennent pas à leur état initial. Si, ensuite, on élève la température du cristal, l'énergie reçue par les ions leur permet de revenir dans leur position initiale en perdant de l'énergie sous la forme de photons (luminescence visible).

On admet que la quantité de lumière « TL » est proportionnelle à la dose d'irradiation reçue par le minéral. Si le débit de dose par unité de temps est resté constant pendant toute une dose d'irradiation et si ce débit est connu, la durée d'irradiation est égale à la dose totale reçue divisée par la dose par unité de temps.

4.3.2 APPLICATION

De nombreux minéraux naturels sont thermoluminescents (feldspaths, quartz, calcite, zircon...). Ils peuvent donc permettre la mesure de la dose d'irradiation qu'ils ont reçue de leur environnement depuis leur remise à zéro éventuelle par un chauffage, soit intentionnel (cuisson de poterie...) soit naturel (éruption volcanique). Cette dose est appelée « dose naturelle » ou « paléodose ». Si, par ailleurs, on est à même de mesurer le débit de dose annuelle reçue par l'échantillon sur le site où il est prélevé, on obtient l'âge TL par la relation : âge TL = paléodose/dose annuelle.

Outre le chauffage, une autre remise à zéro peut être obtenue dans certains milieux particuliers, par exemple par une exposition prolongée à la lumière solaire. On parle de « blanchiment » des cristaux, ce qui ouvre à la datation des sédiments éoliens et des dunes. Ce peut être aussi la naissance même du cristal. C'est sur cette base qu'on date des roches « jeunes » comme les stalactites des grottes.

L'irradiation naturelle est due pour la plus grande part aux rayonnements émis par les éléments radioactifs présents dans l'environnement terrestre auxquelles s'ajoutent des particules de haute énergie du rayonnement cosmique.

4.3.3 LIMITES, DOMAINE D'APPLICATION ET MARGE D'ERREUR

Les minéraux thermoluminescents ne constituent, le plus souvent, qu'une faible fraction de la roche à mesurer.

L'émission lumineuse est toujours très faible. Sa mesure nécessite des photomultiplicateurs de haute sensibilité. La mise en œuvre de cette méthode est donc très complexe. La capacité des pièges à conserver leur « information TL » est limitée en capacité et en durée. Il faut admettre que ni le matériel utilisé, ni la dose annuelle n'ont varié au cours des âges. On estime que cette méthode ne parvient pas à dater des événements plus anciens que le million d'années avec une incertitude annoncée de 5 à 15 % suivant les difficultés.

Les mesures sont exprimées en années « avant l'année de mesure ».

4.3.4 DOMAINE D'APPLICATION

Cette méthode est surtout utilisée en archéologie et en préhistoire pour des vestiges mal datés par d'autres méthodes. En même temps, elle sert à des « tests d'authenticité » pour des vestiges.

En géologie du dernier million d'années, elle permet des datations dans le domaine du volcanisme, surtout entre 35 000 ans (limite de la méthode du ^{14}C) et 100 000 ans où elle est pratiquement la seule méthode de datation avec la méthode potassium-argon et la méthode des déséquilibres uranium-thorium. C'est ainsi que le Puy de Dôme a été daté entre 10 et 11 000 ans. Enfin, de plus en plus, des sédiments éoliens sont datés par la méthode TL. On dispose, là encore, d'une méthode ne permettant de dater que des événements géologiques très récents, mais dans une période où des résultats très précis sont nécessaires. La TL est également utilisée pour calibrer la méthode ^{14}C .

4.4 GÉOCHRONOLOGIE ET RADIOCHRONOLOGIE

4.4.1 PRINCIPES

Un élément radioactif père (= radiogène) instable, se désintègre au cours du temps en produisant un élément fils (isotope radiogénique), généralement stable, ainsi que des rayons α (noyaux d'hélium), β^- (électrons), β^+ (positons) et des rayons γ électromagnétiques.

Le temps nécessaire pour diminuer de moitié, par désintégration, une quantité quelconque d'un élément radioactif est appelé période T (ou temps de demi-vie : $t_{1/2}$).

Chaque isotope radioactif est caractérisé par une constante de désintégration λ qui correspond à une probabilité de désintégration par unité de temps et qui ne varie pas en fonction des paramètres thermodynamiques (pression, température...). Constantes de désintégrations et périodes sont liées par la relation :

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad \text{ou} \quad T = \frac{0,69325}{\lambda}$$

avec

$$\lambda = \frac{1}{N} \frac{dN}{dt}$$

où N est la population d'éléments radioactifs à l'instant t considéré.

La détermination des constantes de désintégration des isotopes radioactifs naturels est un problème analytique complexe. C'est par convention entre spécialistes que sont adoptées ces constantes afin de pouvoir obtenir des résultats comparables sur les divers échantillons mesurés dans des laboratoires différents.

Plus de 60 isotopes radioactifs naturels sont actuellement recensés. Les différents couples père-fils constituent autant de chronomètres isotopiques, qui, avec des constantes de désintégration extrêmement variables, permettent de couvrir la totalité des temps écoulés depuis la formation de l'Univers et donc de déterminer l'âge des roches formées depuis. Le choix du chronomètre isotopique sera fonction de l'échantillon dont on souhaite connaître l'âge, de sa nature (roche magmatique, sédimentaire...), et de sa situation approximative dans les séries géologiques (fig. 6.6).

On distingue, dans les isotopes utilisés de façon commune en géochronologie, les isotopes radioactifs contenus dans les minéraux des roches, et les isotopes cosmogéniques, produits par les rayonnements cosmiques (et qui sont particulièrement utilisés pour la datation des matériaux quaternaires récents, comme par exemple ^{14}C).

4.4.2 Burs

Il s'agit d'abord de déterminer les moments, mais aussi les durées de formation de minéraux constitutifs des roches, ce qui permet de dater les événements géologiques en « âge absolu » par rapport au présent. L'apport de ces âges permet de surcroît de mieux saisir les durées des subdivisions établies à l'aide des autres méthodes stratigraphiques (bio, litho, chimio, et magnétostratigraphiques). Enfin, pour toutes les périodes de l'histoire de la Terre pour lesquelles la biostratigraphie ne peut être utilisée, à savoir les temps précambriens qui représentent la durée de loin la plus importante, seule la géochronologie est à même de fournir des repères chronologiques.

La géochronologie est une discipline qui participe activement à la révision et à l'affinement permanent de l'échelle stratigraphique globale, en particulier pour la définition des « sections et points stratotypes globaux » (SPSG) qui constituent des références stratigraphiques internationales (voir fig. 6.5, p. 226).

EXEMPLES DE CHRONOMÈTRES ISOTOPIQUES	PÉRIODE T ($t_{1/2}$) EN ANNÉES	CONSTANTE RADIOACTIVE λ EN AN^{-1}
$^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$	$1,06 \cdot 10^{11}$	$6,54 \cdot 10^{-12}$
$^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$	$48,8 \cdot 10^9$	$1,42 \cdot 10^{-11}$
$^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$	$1,25 \cdot 10^9$	$5,55 \cdot 10^{-11}$
$^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$	$1,39 \cdot 10^{10}$	$4,99 \cdot 10^{-11}$
$^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$	$4,47 \cdot 10^9$	$0,155125 \cdot 10^{-9}$
$^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$	$0,704 \cdot 10^9$	$0,98485 \cdot 10^{-9}$
^{230}Th	80 000	$0,866 \cdot 10^{-5}$
^{14}C	5 568	$1,245 \cdot 10^{-4}$
^{210}Pb	22,3	$3,11 \cdot 10^{-2}$

FIGURE 6.6. PRINCIPAUX COUPLES RADIOACTIFS UTILISÉS EN GÉOCHRONOLOGIE. (D'après Lancelot, 1993).

Il semble cependant utile de rappeler que l'échelle stratigraphique (avec ses subdivisions en ères, systèmes, étages...) a été établie antérieurement et indépendamment des datations, lesquelles permettent aujourd'hui de mieux discuter ces unités par le fait d'introduire la connaissance de la durée des mécanismes géologiques.

4.4.3 LES MODES DE DÉTERMINATION DES ÂGES

Si, dans un système clos, le nombre d'éléments radioactifs est N , la quantité dN qui se désintègre pendant un intervalle de temps dt est telle que $dN = -\lambda N dt$. Le nombre d'éléments pères au temps t s'obtient en intégrant cette équation :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

N_0 étant le nombre d'éléments pères à l'instant $t_0 = 0$.

$$N_0/N = 1/e^{-\lambda t}$$

d'où $\lambda t = \ln(N_0/N)$ ($\ln$ = logarithme népérien), soit

$$t = \ln(N_0/N)/\lambda$$

En réalité, dans une roche, c'est le nombre d'éléments pères N et d'éléments fils N_f que l'on peut mesurer : $N_f = N_0 - N$.

À partir de la valeur de N_0 dans l'équation (1), on obtient

$$N_f = N(e^{\lambda t} - 1) \quad \text{d'où} \quad N_f/N + 1 = e^{\lambda t}$$

soit

$$t = \ln(N_f/N + 1)/\lambda$$

Les méthodes de calcul de détermination d'âge varient selon le type de minéraux utilisés pour les mesures et selon qu'il s'agisse d'isotopes de longue ou de courte période (en particulier les isotopes cosmogéniques). Ces différentes méthodes sont analysées en détail par différents auteurs, et

le lecteur pourra trouver une synthèse de ces procédés, en particulier dans Lancelot (1993), ainsi qu'une discussion sur les concepts et les limites de la géochronologie et de la radiochronologie isotopiques par Clauer (1997). On se borne ici à décrire les principes de base des grandes méthodes de calcul.

Les isotopes de longue période dans des « systèmes riches »

Le principe de mesure directe de l'âge d'un minéral nécessite que le système étudié ne contienne pas, au moment de sa formation, d'isotopes fils, dont la présence fournirait un âge trop ancien. On appelle de tels minéraux des « systèmes riches », car ils constituent des systèmes chronologiques idéaux.

C'est le cas en particulier de certains minéraux accessoires souvent présents dans les roches magmatiques et métamorphiques de la croûte continentale, comme les zircons (ZrSiO_4) ou la monazite (CePO_4). Lors de leur formation, ces minéraux ont la propriété de concentrer préférentiellement l'uranium et le thorium sous la forme de trois isotopes pères (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) sans incorporer de plomb dans leur réseau cristallin. Tout le plomb actuellement présent dans ces minéraux est d'origine radiogénique. La mesure des trois rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ permet le calcul direct de t .

Les géochronologistes associent les deux couples Pb/U dans un diagramme sur une courbe théorique graduée en temps, appelée courbe Concordia et qui représente le lieu géométrique des points pour lesquels les deux chronomètres Pb/U fournissent le même âge.

Si les mesures faites à l'aide des deux chronomètres Pb/U se situent sur la courbe, c'est-à-dire que les deux âges sont « concordants », l'âge obtenu correspond à l'âge de cristallisation du minéral et de la roche qui le contient.

Si une mesure se situe sous la courbe Concordia, cela traduit une perte en plomb produite ultérieurement à la formation du minéral, par diffusion à l'état solide. Il s'agit d'interpréter cette nouvelle mesure qui correspond généralement à un événement thermique (par exemple métamorphique).

Les isotopes de longue durée dans des « systèmes pauvres » : les droites isochrones

Le plus souvent, lors de leur cristallisation, les minéraux incorporent à la fois, une quantité d'isotopes pères (P) et une quantité trop importante F_0 pour être négligeable, d'isotopes fils. Des isotopes fils se forment également en quantité F_s après la formation du cristal et, au moment actuel, l'abondance isotopique F_m mesurée en isotopes fils est égale à $F_0 + F_s$.

Au moment de la mesure, on rapporte l'abondance de l'isotope fils F à celle d'un isotope stable F' du même élément. Il s'agit par exemple :

- pour le strontium : $F = ^{87}\text{Sr}$; $F' = ^{86}\text{Sr}$
- pour le plomb : $F = ^{206}\text{Pb}$ ou ^{207}Pb ou ^{208}Pb ;
 $F' = ^{204}\text{Pb}$
- pour le néodyme : $F = ^{143}\text{Nd}$; $F' = ^{144}\text{Nd}$
- pour l'argon : $F = ^{40}\text{Ar}$; $F' = ^{36}\text{Ar}$.

En prenant l'exemple de la méthode Rb/Sr, on peut illustrer la manière de calculer l'âge d'un minéral. Au moment de la formation, le minéral qu'on analyse a incorporé ^{87}Rb radioactif (P), ^{87}Sr initial (F_0) ainsi qu'un isotope stable ^{86}Sr (F'). Au temps t , la quantité de ^{87}Sr (F_s) qui résulte de la désintégration de ^{87}Rb est égale à $^{87}\text{Rb}_m (e^{\lambda t} - 1)$. La quantité totale de ^{87}Sr (F_m) mesurée dans le minéral est égale à $^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Sr}_s$ (ou $F_0 + F_s$), ce qui peut encore s'écrire :

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_m (e^{\lambda t} - 1).$$

On peut diviser tous les termes par ^{86}Sr stable, et obtenir l'équation :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m (e^{\lambda t} - 1).$$

Cette équation correspond à celle d'une droite de type $ax + b$. En traçant dans un diagramme les 2 rapports isotopiques mesurés, de manière à mettre en abscisse la valeur du rapport $(P/F')_m$ (dans ce cas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_m$) et en ordonnées $(F/F')_m$ (dans ce cas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$), la droite recoupe l'axe des ordonnées au point $(F/F')_0$ (dans ce cas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$). Dans ce diagramme, les points correspondant à des roches ou des minéraux de même âge, et de même rapport initial $(F/F')_0$, se situeront sur une droite nommée isochrone de pente égale à $(e^{\lambda t} - 1)$. La pente de l'isochrone permet de calculer l'âge de formation du minéral ou de la roche. L'ordonnée à l'origine est représentative du milieu de formation.

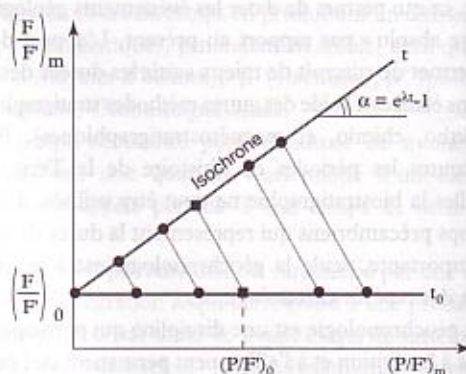


FIGURE 6.7. DIAGRAMME ISOCHRONE (voir explications dans le texte). Dans le cas d'un diagramme isochrone Rb-Sr, en ordonnée sont placées les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et en abscisse les valeurs de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Les isotopes de courte période

Certains isotopes radioactifs naturels, tels que ^{230}Th , ^{210}Pb ou ^{14}C , dont la période est très largement inférieure à l'âge du système solaire ne devraient plus exister actuellement à la surface de la Terre. Ces isotopes de courte période peuvent être dus à la présence d'isotopes fils radio-géniques issus de la désintégration (ou de la fission) d'isotopes pères aujourd'hui disparus à l'état naturel. On parle de « radioactivité éteinte » surtout utilisée pour l'étude des roches les plus primitives du système solaire et qui représente un aspect particulier de la géochronologie qui ne sera pas développé ici.

À l'opposé, certains isotopes radioactifs de courte période sont régénérés de façon constante parce qu'ils appartiennent, en tant qu'isotopes fils radioactifs intermédiaires, à l'une des trois chaînes de désintégration qui ont pour isotope père radioactif ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th et pour isotope fils final ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb . On parle d'un processus de « déséquilibre radioactif ». Un exemple est présenté dans la figure 6.8.

Enfin, certains isotopes sont régénérés par l'action du rayonnement cosmique sur les composantes de la haute atmosphère. C'est le cas du ^{14}C , popularisé en raison de ses applications en histoire et protohistoire, mais dont il faut se souvenir que l'utilité ne dépasse pas des âges supérieurs à 50 000 ans. C'est pourquoi l'exemple du ^{14}C est développé.

4.4.4 LA DATATION AU ^{14}C

Principes et hypothèses

Le carbone possède deux isotopes stables ^{12}C et ^{13}C , et un isotope radioactif naturel ^{14}C qui se forme actuellement, dans la haute atmosphère, par l'impact des rayons cosmiques sur ^{14}N . Cet isotope s'oxyde rapidement en donnant du CO_2 qui, en quelques mois, se mélange avec l'ensemble du gaz carbonique de l'atmosphère et pénètre dans les différents réservoirs de carbone de la planète : l'atmosphère, les océans et la biomasse.

La période du ^{14}C est égale à 5730 ± 40 ans. Cependant par convention internationale, l'ancienne valeur de 5 568 ans adoptée en 1951 est encore utilisée pour le calcul des âges. La période d'utilisation de la datation par ^{14}C est de 50 000 ans environ.

Vers 1940, le chimiste américain Willard Libby montre qu'au cours de leur croissance, tous les êtres vivants fixent des atomes de carbone stable et radioactif dans un rapport constant ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C} = 1,2 \cdot 10^{-12}$). Ainsi le carbone accumulé par les êtres vivants est très faiblement radioactif en raison de la présence de ^{14}C dont 13,6 atomes se désintègrent par minute et par gramme de carbone pur (environ $5 \cdot 10^{22}$ atomes) pour redonner du ^{14}N .

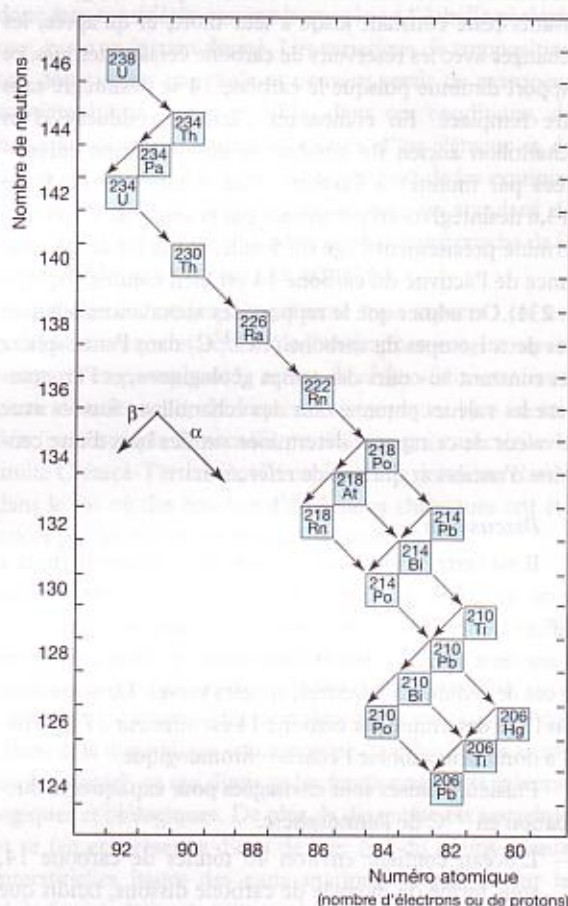


FIGURE 6.8. REPRÉSENTATION SIMPLIFIÉE DE LA CHAÎNE DE DÉSINTÉGRATION DE ^{238}U EN ^{206}Pb .

Les isotopes d'une chaîne de désintégration correspondent à des éléments de numéros atomiques variés (ici de 82 à 92). Un exemple permet de saisir l'intérêt d'une telle chaîne pour la mesure de la durée de mécanismes récents. L'un des isotopes du radon, ^{222}Rn , est émis à l'état gazeux dans la partie inférieure de l'atmosphère avec un flux moyen de 42 atomes par minute et par centimètre carré. Après des désintégrations de courte période, ^{222}Rn donne du ^{210}Pb , rapidement fixé par les aérosols et incorporé dans l'hydrosphère (et en particulier les glaces) où il se désintègre avec une période de 22,3 ans. L'uranium et le radium étant absents dans les glaces, on peut, en supposant un taux d'incorporation sensiblement constant du ^{210}Pb dans les glaces, calculer les vitesses d'accumulation des glaces, à condition que l'âge des échantillons n'excède pas 120 à 150 ans.

(D'après Lancelot, 1993).

La méthode de datation postule que le rapport du carbone 12 et du carbone 14 accumulés par les organismes vivants reste constant jusqu'à leur mort, et qu'après, les échanges avec les réservoirs de carbone cessant dès lors, ce rapport diminue puisque le carbone 14 se désintègre sans être remplacé. En comparant l'activité résiduelle d'un échantillon ancien (le nombre de désintégration enregistrées par minute) à l'activité d'un échantillon moderne (13,6 désintégrations par minute par gramme de C), on détermine précisément l'âge du fossile, car la loi de décroissance de l'activité du carbone 14 est bien connue (eq. (1), p. 231). On admet que le rapport des abondances relatives des deux isotopes du carbone ($^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$) dans l'atmosphère fut constant au cours des temps géologiques, et l'on compare les valeurs obtenues sur des échantillons fossiles avec la valeur de ce rapport déterminée sur des bois d'une centaine d'années et qui sert de référence.

Discussion

Il est certain que la valeur du rapport atmosphérique a varié au cours du temps. L'âge ^{14}C d'arbres fossiles diffère de leur « âge vrai » obtenu en comptant le nombre d'anneaux annuels (dendrochronologie) ; c'est également le cas de sédiments lacustres, appelés varves. Dans les deux cas l'âge déterminé par carbone 14 est inférieur à l'âge vrai. Il a donc fallu calibrer l'échelle chronologique.

Plusieurs causes sont envisagées pour expliquer la fluctuation en ^{14}C de l'atmosphère.

- L'océan contient environ 40 tonnes de carbone 14, sous forme de dioxyde de carbone dissous, tandis que l'atmosphère en contient moins d'une tonne. Des modifications des échanges entre l'océan et l'atmosphère, liées par exemple à des modifications climatiques, entraîneraient des modifications importantes de la concentration atmosphérique en carbone 14.
- La production du carbone 14 peut changer au cours du temps. Elle traduit peut-être des fluctuations du flux cosmique et/ou de l'activité solaire qui sont à l'origine des isotopes cosmogéniques. Pour l'instant, on ignore comment le flux du rayonnement cosmique et l'activité solaire ont varié au cours des 50 000 dernières années.
- Les fluctuations de la concentration atmosphérique en carbone 14 pourraient également résulter de l'activité interne de la Terre. Le rayonnement cosmique, essentiellement formé de particules chargées, est dévié par le champ magnétique terrestre qui l'empêche de pénétrer dans la haute atmosphère, d'autant plus que l'intensité du champ est grande. Des fluctuations de l'intensité du champ magnétique terrestre résultent d'interactions dans le noyau de la Terre. L'histoire du champ magnétique terrestre est connue par l'étude de l'aimantation

des roches, le paléomagnétisme. Cette étude se fait sur des roches volcaniques, émises de façon ponctuelle et discontinue, soit par l'étude de l'aimantation des sédiments. Ceci a été fait sur des carottes de sédiments marins par Laj et Mazaud (1992) qui ont établi une courbe des variations de l'intensité du champ magnétique sur 50 000 ans. La courbe obtenue montre que le champ géomagnétique a été en moyenne deux fois inférieur à sa valeur actuelle. On déduit de cette courbe la production de carbone 14, puis, en utilisant un modèle de simulation des échanges entre l'océan et l'atmosphère, on établit une courbe qui décrit les variations du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ atmosphérique. Ceci permet de proposer une nouvelle calibration des âges déterminés par datation au carbone 14.

Résultats

La production de carbone 14 a été supérieure à celle que l'on admettait de sorte que les organismes ancestraux ont emmagasiné davantage d'isotopes radioactifs que prévu et les âges non corrigés sont trop jeunes. Ils doivent être vieillis de 2 000 à 3 000 ans entre - 20 000 et - 40 000 ans, l'excédent de carbone 14 étant alors de 25 à 45 pour cent. La correction s'annule entre - 45 000 et - 50 000 ans.

La modulation du champ géomagnétique semble bien avoir été la principale cause de la concentration atmosphérique en carbone 14.

Dans l'avenir, la valeur du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ sera abaissée par la combustion massive de houille et d'hydrocarbures qui enrichit l'atmosphère en CO_2 dépourvu de ^{14}C , élevée par les explosions nucléaires aériennes éventuelles qui sont une source complémentaire de ^{14}C dans l'atmosphère.

4.4.5 CONCLUSIONS AUX MÉTHODES DE « DATATIONS ABSOLUES »

L'apport des âges absolus a fortement modifié notre vision de l'histoire de la Terre. La connaissance de l'âge de la Terre, les datations des premières roches connues ont introduit une longueur du temps bien supérieure à celle envisagée jusqu'au début de ce siècle. C'est en particulier la durée des temps précambriens, par rapport à celle de l'ensemble des temps phanérozoïques, qui indique la relativité de la connaissance de l'histoire selon les périodes considérées. Seules les datations absolues permettent de situer les événements précambriens dans une échelle des temps. Pour la connaissance des temps phanérozoïques, les datations des limites des grandes subdivisions géologiques (ères, puis systèmes), ainsi que des unités stratigraphiques que sont les étages, conduisent à chercher des rythmes pouvant expliquer l'existence de ces limites. C'est ainsi que de nombreux travaux ont été faits sur la durée moyenne des étages, qui semble tendre vers une unité moyenne de

5 à 6 Ma, avec des extrêmes compris entre 3 et 8 Ma, conduisant ainsi à rechercher quelles causes, avec des rythmes proches de ces durées, peuvent en être à l'origine.

Plusieurs points sont discutés par beaucoup d'auteurs, la signification de l'échantillon mesuré, la marge d'erreur des mesures, ainsi que les relations entre biochronologie et géochronologie. Une réflexion menée par Thierry (1994) conduit à proposer le butoir du biohorizon et du million d'années comme pouvoir de résolution le plus grand possible pour le Mésozoïque. Sur la figure 6.5 (p. 226), les âges indiqués pour les limites stratigraphiques sont accompagnés des marges d'incertitude sur les mesures effectuées. Seules des analyses conjointes, (biostratigraphiques, géochronologiques, lithostratigraphiques, chemostratigraphiques, paléomagnétiques), se relayant les unes les autres selon le système géologique étudié, sont en mesure de faire comprendre la signification des limites et des durées mises en évidence.

5. Chemostratigraphie

Au cours du temps, les paramètres physico-chimiques de l'eau de mer varient, et ces variations sont fossilisées dans les sédiments et les roches sédimentaires, en particulier par la composition en éléments traces, ainsi que par les rapports isotopiques de certaines des compositions chimiques. Le développement de la chemostratigraphie est lié à la possibilité technique de faire des mesures sur des phases minérales isolées (carbonates, argiles), ainsi que sur des fractions biogènes isolées (foraminifères...). Ce développement est lié également à la remise en cause du principe d'uniformitarisme selon lequel la composition de l'eau de mer est homogène au cours des temps géologiques. Enfin, il faut considérer que la diagenèse n'affecte pas les sédiments au point de déformer l'enregistrement initial de la composition de l'eau de mer. La chemostratigraphie est actuellement en plein développement. Le lecteur intéressé trouvera une description détaillée des différents aspects et résultats de cette approche stratigraphique dans Renard (1997) et Cojan et Renard (1997).

Le temps de résidence océanique correspond au temps nécessaire à l'élimination d'un atome introduit dans l'océan et est très variable d'un élément à l'autre (10^3 ans pour Mn, 2 Ma pour Ca, 8 Ma pour Sr, 20 Ma pour Mg). Les répercussions d'un phénomène qui modifie les apports d'éléments à la masse d'eau océanique, seront plus ou moins décalées suivant l'élément considéré.

Le temps de mélange des eaux océaniques superficielles est inférieur à 10 ans. La composition de l'eau de mer peut donc être considérée comme homogène à l'échelle géologique, pour un instant donné. Les variations de composition ont donc valeur mondiale et peuvent servir de marqueur stratigraphique. Il est possible, dans ces conditions, de mesurer soit directement les valeurs d'un élément et de suivre ses variations au cours du temps, soit de les exprimer sous forme d'un rapport en relation avec un standard de référence (par exemple l'eau de mer théorique proche de la moyenne des eaux océaniques actuelles).

La chemostratigraphie présente trois aspects : un aspect géochimique marqueur de l'environnement, un aspect temporel en permettant le calage de séries sédimentaires à partir de marqueurs chimiques ou isotopiques bien identifiés (par exemple l'anomalie en iridium qui caractérise la limite Crétacé-Tertiaire), soit un aspect de datation relative dans le cas où des courbes d'évolutions chimiques ont été calées par les méthodes chronologiques.

La validité des mesures

C'est dans les faciès pélagiques que les mesures de variations de composition de l'eau de mer sont les plus fiables. La production de carbonates provient d'un petit nombre d'organismes (foraminifères planctoniques, coccolithes) et la minéralogie est homogène (la calcite est la forme la plus stable), ce qui diminue les fractionnements minéralogiques et biologiques. De plus, la diagenèse est restreinte et se fait en présence d'eau de mer (ou du moins d'eaux interstitielles issues des eaux marines) alors que sur la plate-forme, des eaux continentales peuvent intervenir plus ou moins précocement dans la diagenèse.

Quelques applications de la chemostratigraphie

Les variations de teneur en CaCO_3 dans les sédiments pélagiques est une des utilisations les plus anciennes de la chemostratigraphie. La mise en correspondance des fluctuations de la teneur en CaCO_3 dans les sédiments pélagiques est un des meilleurs outils de corrélation dans les sédiments quaternaires marins pélagiques (fig. 6.9, p. 236).

Ces fluctuations peuvent être corrélées dans tous les océans par la correspondance des principaux accidents négatifs (teneur en CaCO_3 faible). Elles sont synchrones et calées par rapport à une échelle magnétostratigraphique. On a établi ainsi la notion de cycle des carbonates qui serait commandé par des variations climatiques et correspondrait surtout à des variations de productivité biogène dans l'océan Atlantique et à des variations d'intensité de dissolution dans l'océan Pacifique. On a déjà vu (exercice p. 199) qu'une comparaison entre la durée des étages et le

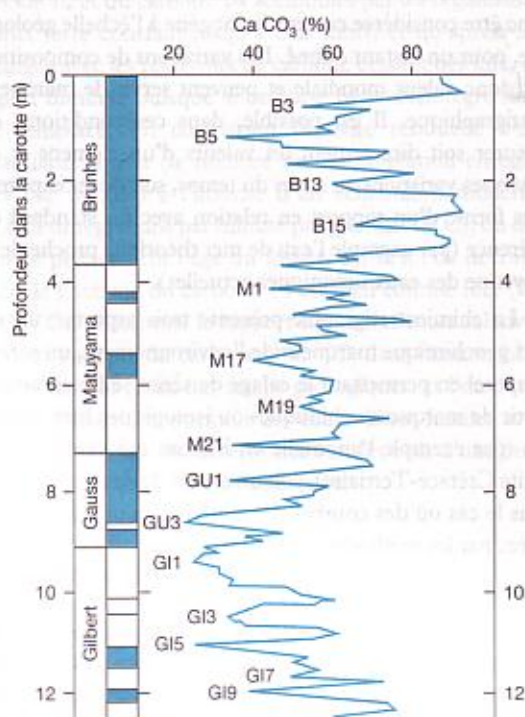


FIGURE 6.9. EXEMPLE DE CHIMIOSTRATIGRAPHIE BASÉE SUR LA FLUCTUATION DE LA TENEUR EN CaCO_3 DES SÉDIMENTS PÉLAGIQUES Océaniques.

Les accidents négatifs (teneurs en CaCO_3 faibles), décelés le long de la colonne sédimentaire, sont calés par rapport à l'échelle magnétostratigraphique. Ces accidents permettent des corrélations entre des sédiments pélagiques d'origines géographiques différentes. Il est possible ainsi d'établir des taux de sédimentation moyen pour les différentes zones considérées.

(D'après Renard, 1997).

nombre de cycles aboutit à une durée d'environ 20 000 ans pour de tels cycles, durée que l'on peut mettre en relation avec l'un des paramètres orbitaux de la Terre, la précession des équinoxes, dont la période est proche de 20 000 ans.

Parmi les applications les plus importantes de la chimiostratigraphie se placent les variations du rapport isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) qui permettent d'établir les variations de paléotempérature dans l'océan mondial. Cette méthode et quelques résultats majeurs sont développés dans la partie climat (chapitre 7), ainsi que d'autres applications de la chimiostratigraphie.

6. Magnétostratigraphie

6.1 LE GÉOMAGNÉTISME ACTUEL

Le champ magnétique terrestre peut être assimilé à celui que créerait un barreau magnétique (cf. p. 115), c'est-à-dire un dipôle axial centré, dont l'axe serait confondu en première approximation avec l'axe de rotation de la Terre et auquel se surajoute un champ non dipôle (qui constitue environ 10% du champ total) (fig. 6.10).

En un point de la surface de la Terre, le vecteur champ magnétique se définit par trois paramètres : l'intensité F , la déclinaison D et l'inclinaison I dont on trouvera la définition dans le chapitre 10, p. 369, fig. 10.25).

6.2 AIMANTATION D'UNE ROCHE

Toute roche comportant des minéraux ferromagnétiques peut acquérir une aimantation par plusieurs mécanismes.

Aimantation thermorémanente (ATR)

Lorsqu'ils sont inclus dans des matériaux en voie de refroidissement (magmas, terres cuites...) les minéraux ferromagnétiques acquièrent une ATR en passant par le point de Curie (578°C pour la magnétite Fe_3O_4) et fossilisent les caractéristiques du champ magnétique de ce moment.

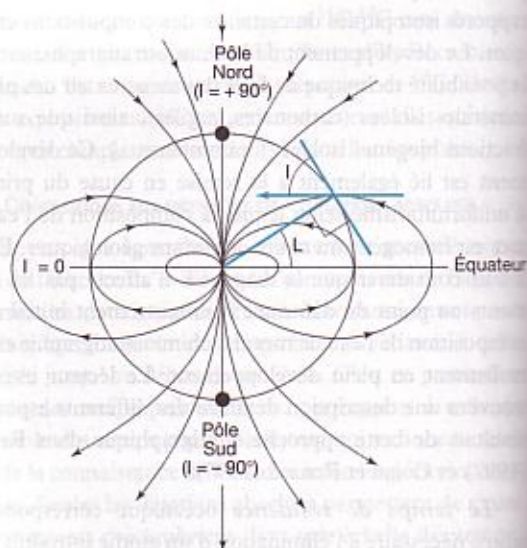


FIGURE 6.10. SCHEMA DE L'ASPECT DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE. Les lignes de force du champ magnétique recoupent la surface de la Terre selon un angle I qui est fonction de la latitude magnétique L : $\text{tg } I = 2 \text{ tg } L$.

NB : Pour les physiciens, les noms des pôles sont inversés.

Aimantation rémanente détritique (ARD)

Dans les sédiments, les particules magnétiques détritiques, au moment de leur dépôt ou durant la diagenèse précoce, s'orientent dans le champ magnétique existant.

Aimantation rémanente chimique ou cristalline (ARC)

Au moment de la diagenèse d'un sédiment ou de l'altération d'une roche, certains minéraux (comme les sulfures ou les oxydes de fer, comme l'hématite Fe_2O_3) peuvent acquérir une aimantation secondaire faible.

Aimantation rémanente visqueuse (ARV)

Une roche placée durant un temps long dans un champ magnétique, même faible, acquiert à basse température une aimantation ARV.

Aimantation rémanente isotherme (ARI)

Une roche exposée à un champ très élevé pendant un temps bref, à température ordinaire, acquiert une ARI. Le principal mécanisme est la foudre.

Il est donc possible de rechercher l'aimantation primaire d'une roche, à condition de pratiquer des désaimantations progressives qui éliminent ARI et ARV (par des techniques qui reposent sur la destruction progressive du magnétisme de la roche par des méthodes thermiques, chimiques ou à l'aide de champs magnétiques alternatifs).

6.3 LES VARIATIONS SÉCULAIRES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

Le champ magnétique terrestre comporte une composante non dipolaire qui peut représenter un quart à un cinquième du champ total et qui est caractérisée par des variations rapides. Celles-ci sont étudiées par la mesure du champ magnétique fossilisé dans des terres cuites (archéomagnétisme) ainsi que dans les sédiments récents de lacs à taux de sédimentation rapide. On a pu montrer qu'en France, durant les 2000 dernières années, l'inclinaison a varié entre 55 et 75° et la déclinaison entre - 25° (occidentale) et + 25° (orientale).

Cependant, en faisant des mesures du champ magnétique dans des roches quaternaires et tertiaires, on constate qu'elles fossilisent des champs dont les directions et inclinaisons se dispersent par rapport à l'actuel dans des proportions identiques à celles des deux derniers millénaires. Il est donc possible de faire l'hypothèse fondamentale du paléomagnétisme qui est que, par le fait de travailler dans des périodes anciennes, on considère des intervalles de temps assez longs pour admettre que le champ magnétique peut être assimilé à celui d'un dipôle dont le pôle Nord magnétique est confondu avec le pôle Nord géographique. C'est la base qu'est née la magnétostratigraphie.

6.4 L'ÉCHELLE MAGNÉTOSTRATIGRAPHIQUE

La magnétostratigraphie analyse l'évolution des caractéristiques magnétiques naturelles dans les séries sédimentaires afin de déterminer des unités de sédiments ou de roches sédimentaires qui présentent des propriétés magnétiques identiques qui les différencient des séries sus et sous-jacentes. De telles unités sont appelées magnétozones.

Au cours des temps géologiques, la structure actuelle, dite de polarité « normale » a alterné avec des périodes de polarité « inverse » où le pôle nord (des physiciens) du dipôle terrestre coïncide avec la pôle nord actuel. À l'échelle géologique, les inversions des pôles semblent se produire de manière aléatoire (avec une fréquence moyenne comprise entre 1 et 10 par Ma). Le temps mis par une inversion est inférieur à 10 000 ans. Cette très courte durée correspond à une très faible épaisseur de dépôt, ce qui en fait un horizon repère, ou une limite stratigraphique très fine et d'extension mondiale.

L'établissement d'une échelle magnétostratigraphique nécessite un calage des magnétozones par des datations radiométriques, ainsi qu'une mise en relation avec l'échelle stratigraphique. On a vu qu'il existe des variations séculaires, très brèves, (comprises entre 100 et 10 000 ans) qui sont des fluctuations du dipôle magnétique autour de sa position moyenne et qui correspondent à des bons marqueurs stratigraphiques. D'autres magnétozones sont de très longue durée (on considère l'ensemble du Crétacé comme une super-magnétozone de polarité normale, fig. 6.11 p. 238).

L'établissement de l'échelle magnétostratigraphique a débuté vers les années 1960, par l'étude des séries volcaniques plio-quaternaires et a abouti au découpage de cette durée géologique en « époques » d'une durée voisine d'1 Ma et nommées Brunhes, Matuyama, Gauss et Gilbert. Puis, on a mis en évidence les « événements », de durée beaucoup plus courte et qu'on a introduites dans les époques d'après leur lieu de description (voir fig. 10.28, p. 372).

Simultanément, l'étude des sédiments océaniques, puis l'étude des anomalies magnétiques mesurées perpendiculairement à l'axe des dorsales océaniques, aboutit à une échelle magnétostratigraphique continue pour les derniers 80 Ma. Les magnétozones sont numérotées de 1 à 34, depuis l'actuel, puis on a corrélié cette stratigraphie avec celle établie sur le continent pour une période d'environ 12 Ma.

Pour les séries sédimentaires plus anciennes que les croûtes océaniques les plus anciennes connues, c'est l'étude des séries continentales qui permet de construire et d'affiner la partie ancienne de l'échelle magnétostratigraphique. Le point actuel de ces travaux est fait par Galbrun et Belkaoulouf.

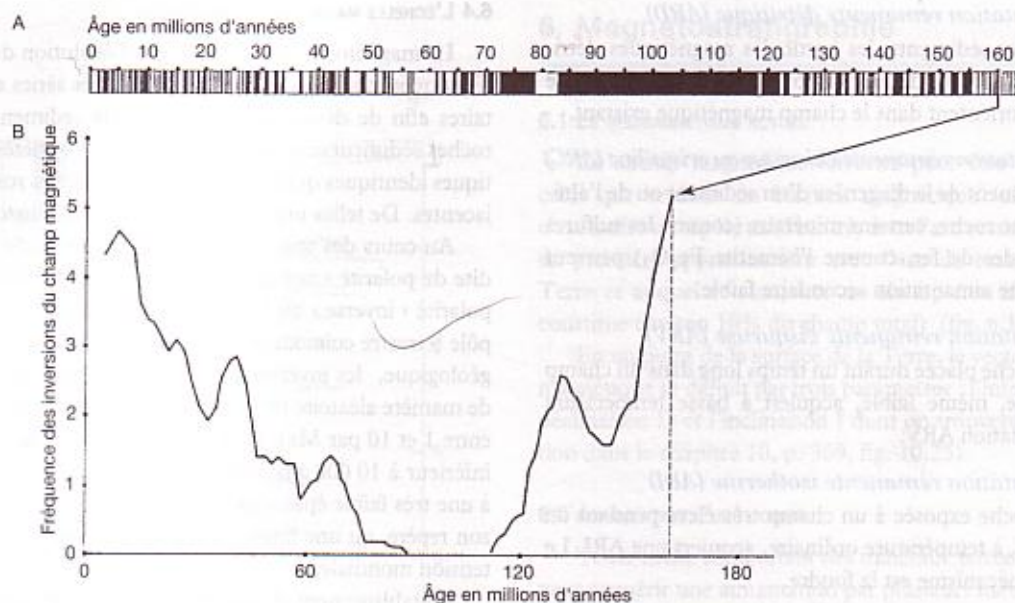


FIGURE 6.11. ÉCHELLE PALÉOMAGNÉTIQUE POUR LES 160 DERNIERS MILLIONS D'ANNÉES. Les périodes normales sont indiquées en noir, les périodes inverses en blanc. On constate que la fréquence des inversions varie beaucoup au cours des temps géologiques. Fréquentes dans les périodes récentes (une vingtaine d'inversions dans les cinq derniers millions d'années), on observe une longue période d'absence d'inversions entre 83 et 117 millions d'années (au Crétacé).

(D'après Gallet et Besse, 1990).

Il est certain que la magnétostratigraphie est une des directions de recherche dont on peut espérer des corrélations de plus en plus fines dans un avenir proche. Cette approche, qui a le gros avantage de répondre au caractère global pour des corrélations à l'échelle de la Terre, nécessite d'être associée à des méthodes de datation et présente également la particularité d'être indépendante de la lithostratigraphie et de la biostratigraphie (fig. 6.11, voir également fig. 10.29, p. 372).

7. Stratigraphie séquentielle : quelques concepts de base

La stratigraphie séquentielle est basée sur la subdivision du remplissage d'un bassin sédimentaire en unités stratigraphiques délimitées par des discontinuités d'origine globale (eustatisme, tectonique globale...). Cette approche se propose de reconstituer l'architecture d'un bassin à différentes échelles, avec une résolution très grande. La stratigraphie séquentielle est née avec la sismique réflexion, qui, à partir des années 70, a permis d'établir la géométrie des dépôts d'un bassin en deux dimensions.

7.1 LA SÉQUENCE DE DÉPÔTS

L'unité de base de la stratigraphie séquentielle est la séquence de dépôts qui correspond à un ensemble de sédiments, délimité par des surfaces de discontinuité de même nature, et dont l'architecture est contrôlée par des variations eustatiques ou tectoniques. Les discontinuités sont soit des surfaces d'érosion, soit des arrêts de sédimentation, qui correspondent à des périodes particulières d'une variation cyclique du niveau de la mer ou à des événements tectoniques.

Contrairement aux autres types de séquences discutés auparavant (séquences virtuelles, de Bouma...), les séquences de dépôts doivent avoir une origine globale; de ce fait, on considère généralement qu'elles se mettent en place indépendamment des conditions paléogéographiques locales (fig. 6.12, p. 239).

Entre deux discontinuités, les sédiments se déposent selon une géométrie particulière qui résulte des interactions entre un flux de sédiment issu du continent et la quantité d'espace disponible pour leur accumulation dans le bassin sédimentaire adjacent. Cet espace, appelé *accommodation*, correspond au volume situé entre la surface de l'eau et le fond marin. Il fluctue en permanence, indépendamment de l'apport sédimentaire, selon les variations du niveau marin.

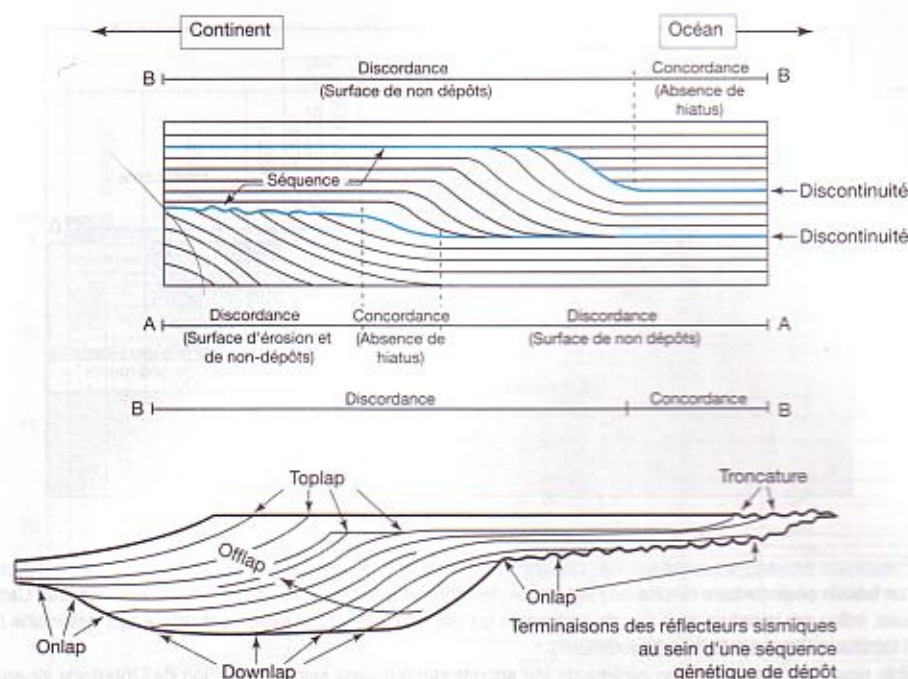


FIGURE 6.12. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES D'UNE SÉQUENCE GÉNÉTIQUE DE DÉPÔT, À L'ÉCHELLE D'UN BASSIN SÉDIMENTAIRE. C'est à l'aide de la stratigraphie sismique que se définissent les séquences génétiques, en fonction de leurs relations géométriques avec les séquences sus et sous-jacentes. On définit également des terminaisons des réflecteurs sismiques.

et selon la déformation éventuelle du fond du bassin par subsidence. Selon les variations des vitesses d'accommodation et la quantité de sédiment qui arrive dans le bassin, la géométrie des dépôts varie.

Sur ces bases, il est possible de tenter d'établir des liens entre les différentes géométries des sédiments et les différentes étapes d'un cycle de variations du niveau marin (montée, chute, haut et bas niveaux) (fig. 6.13, p. 240).

Dans une séquence, les sédiments sont déposés et préservés dans différents environnements sédimentaires, eux-même plus ou moins bien développés selon le contexte de variations eustatiques ou tectoniques. Par exemple, lors d'une chute du niveau marin, les fleuves érodent leur substratum et incisent des vallées. Si cette chute eustatique est importante, le plateau continental peut à son tour subir des érosions et le sédiment, au lieu de s'y accumuler, va transiter plus loin dans le bassin, jusqu'aux parties plus profondes de l'océan, pour y former des cônes sous-marins turbiditiques. On voit ainsi le rôle joué par les facteurs globaux sur la fossilisation des milieux de dépôts, sur la nature fragmentaire de l'enregistrement sédimentaire, et sur les conséquences qui en résultent pour l'identification des paléoenvironnements et des conditions de dynamique de dépôt des sédiments. Dans l'exemple choisi, au moment

d'une chute eustatique, les sédiments vont se déposer au fond des bassins, alors que les deux environnements continentaux et littoraux, par suite d'absence de sédimentation, ne seront pas fossilisés. On comprend ainsi que sur la marge d'un bassin, certains environnements ne se fossilisent que durant des périodes bien précises d'un cycle de variation eustatique.

Ce type d'observation a largement été utilisé dans le cadre de l'exploration pétrolière, plus particulièrement pour prédire la localisation de réservoirs à hydrocarbures. Au moment des périodes de hauts niveaux marins, les sédiments sableux transportés par les fleuves sont piégés en grande partie dans des environnements littoraux et forment d'épais dépôts deltaïques susceptibles de constituer d'excellents pièges à hydrocarbures. Rechercher, dans une sédimentation détritique ancienne, des périodes de haut niveau marin, revient à prédire l'existence de réservoirs potentiels épais.

7.2 LES CAUSES DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS, LEUR DURÉE ET LEUR EMBOÎTEMENT

Pour expliquer le caractère répétitif et les différences très grandes de périodicité des séquences de dépôts, il a fallu rechercher plusieurs types de causes globales et cycliques,

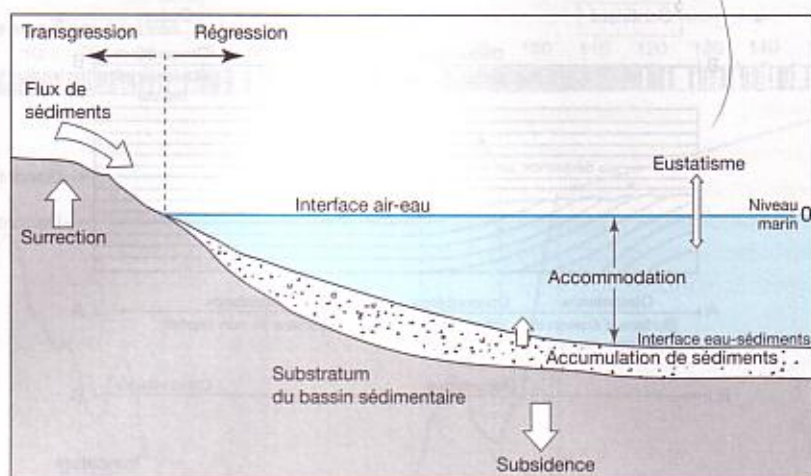


FIGURE 4.13. PRINCIPAUX PARAMÈTRES AGISSANT SUR LES APPORTS SÉDIMENTAIRES DANS UN BASSIN ET SUR LE TAUX D'ACCOMODATION. La forme du substratum d'un bassin sédimentaire résulte de l'ensemble des déformations qu'il subit (surrection, subsidence). Cette forme, avec les facteurs climatiques, influe sur la nature et le flux de sédiments qui parviennent au bassin. L'eustatisme (qui détermine l'interface eau-air) est également un facteur qui agit sur le flux de sédiments.

L'espace disponible pour l'accumulation des sédiments (ou accommodation) varie selon la position de l'interface air-eau et de l'interface eau-sédiment. Au cours du temps, le taux d'accommodation varie, ce qui modifie la distribution géométrique des sédiments dans le bassin.

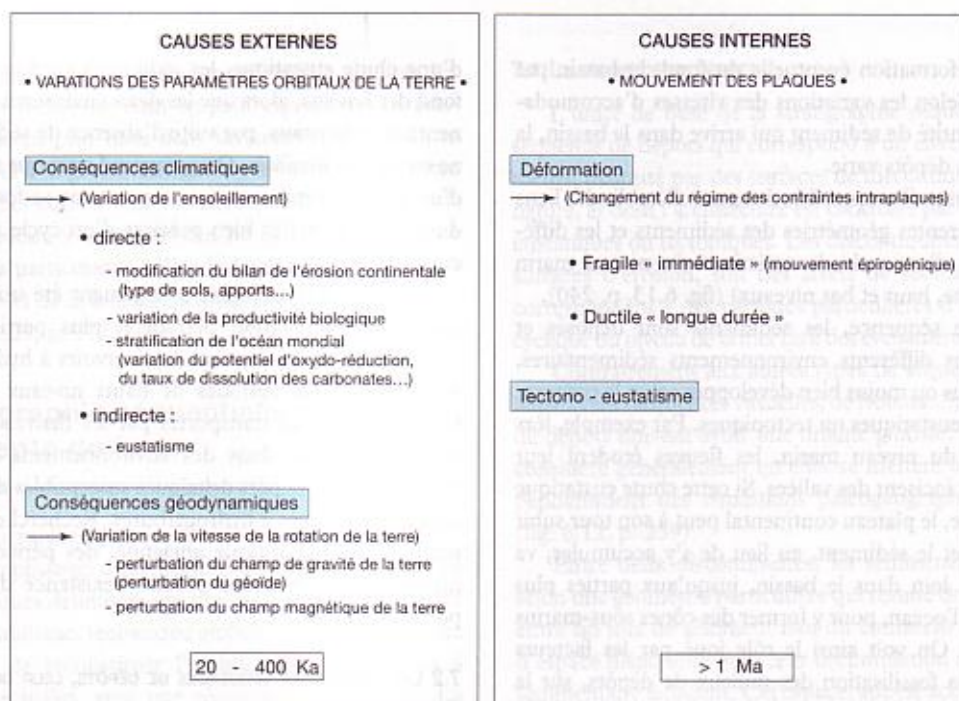


FIGURE 6.14. PRINCIPALES CAUSES EXTERNES ET INTERNES AGISSANT SUR LE REMPLISSAGE D'UN BASSIN SÉDIMENTAIRE.

(D'après Guillocheau, 1980).

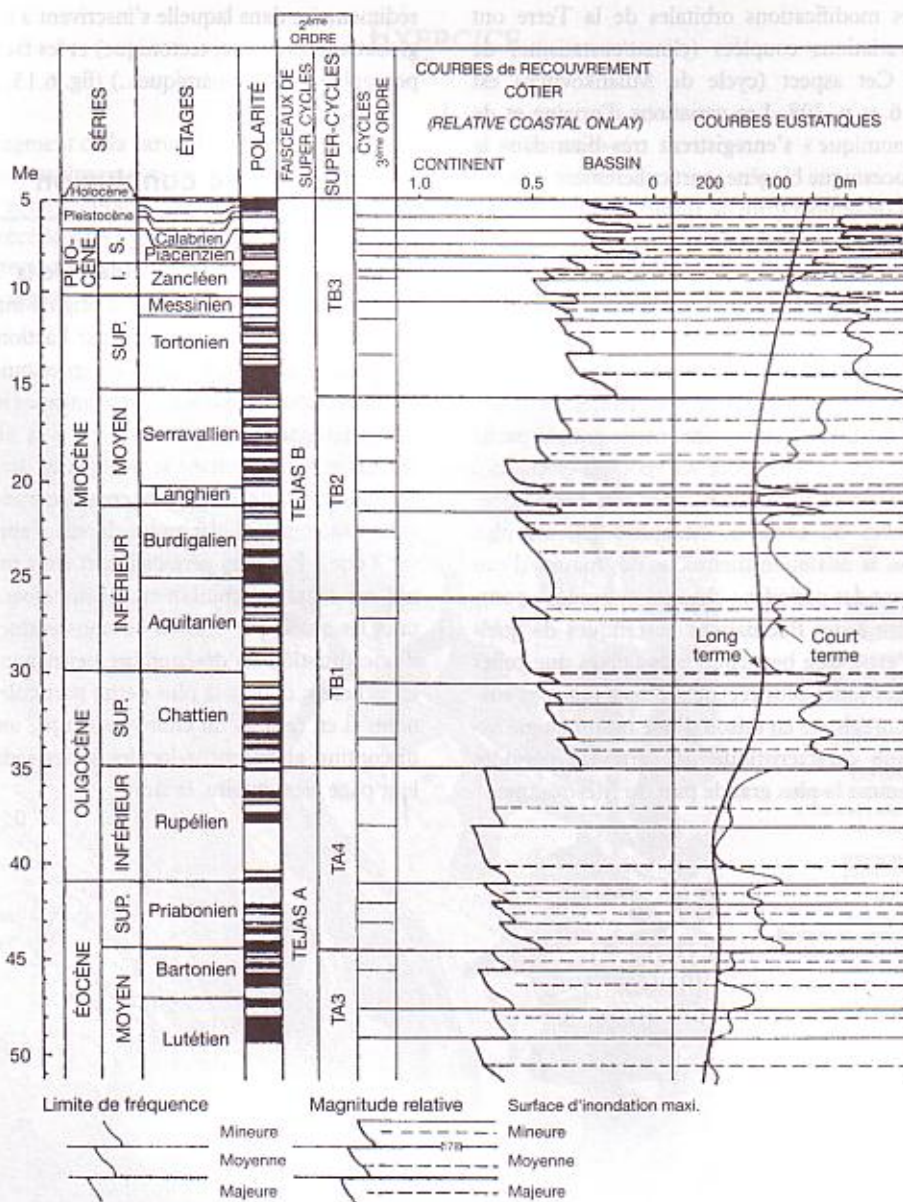


FIGURE 6.15. CHARTE DE VAIL : VARIATIONS EUSTATIQUES POUR L'ÈRE CÉNOZOÏQUE.

dont l'action se ferait sur des échelles de temps compatibles avec celles de ces différentes séquences. Pour les cycles de plusieurs millions d'années, les phénomènes tectoniques (ou d'origine « interne » semblent les plus évidents. Depuis les variations de vitesse de subsidence d'un bassin à celles des variations de vitesse d'accrétion des paléodorsales océaniques (avec des périodes de quelques millions d'années), jusqu'aux cycles de Wilson (avec des « périodes »

de quelques centaines de millions d'années), il s'agit de mettre en relation des modifications d'enregistrement de très longue période avec des phénomènes géodynamiques. De nombreuses controverses concernent l'existence ou non de tels cycles. Pour les cycles dont la durée est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années, on propose généralement une cause dite « externe » (climatique ou eustatique) (fig. 6.14, p. 240).

Pour des époques relativement récentes (Cénozoïque), on sait que les modifications orbitales de la Terre ont entraîné des variations couplées (climat/eustatisme) de courte durée. Cet aspect (cycle de Milankovitch) est développé p. 46 et p. 308. Les variations d'origine et de rythme « astronomique » s'enregistrent très bien dans la sédimentation océanique biogène, particulièrement sensible à des variations de température de surface et à des modifications de circulation océanique. Au niveau des plateaux continentaux, sur les marges passives, la sédimentation détritique a également enregistré ces fluctuations eustatiques, en particulier celles liées aux glaciations et déglaciations, notamment au niveau des pôles.

Dans les séries sédimentaires plus anciennes, pour lesquelles les mécanismes glaciaires étaient en grande partie absents (voir fig. 4.4, p. 161, pour les époques glaciaires), l'explication des séries rythmiques, avec des périodicités analogues à celles du cycle de Milankovitch, est plus complexe. Ainsi, la dilatation thermique des masses d'eau océanique, durant des périodes « chaudes et froides » pourrait correspondre à des fluctuations eustatiques de quelques mètres (c'est-à-dire beaucoup plus faibles que celles connues dans des séries plus récentes), mais qui sont susceptibles de s'enregistrer en raison d'une morphologie extrêmement plane caractéristique de certaines périodes géologiques, comme la plus grande part du Mésozoïque.

On comprend la difficulté de la lecture d'une série sédimentaire dans laquelle s'inscrivent à la fois les facteurs globaux (eustatisme, tectonique) et les facteurs locaux (topographie, hydrodynamique...) (fig. 6.15, p. 241).

8. En guise de conclusion

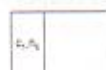
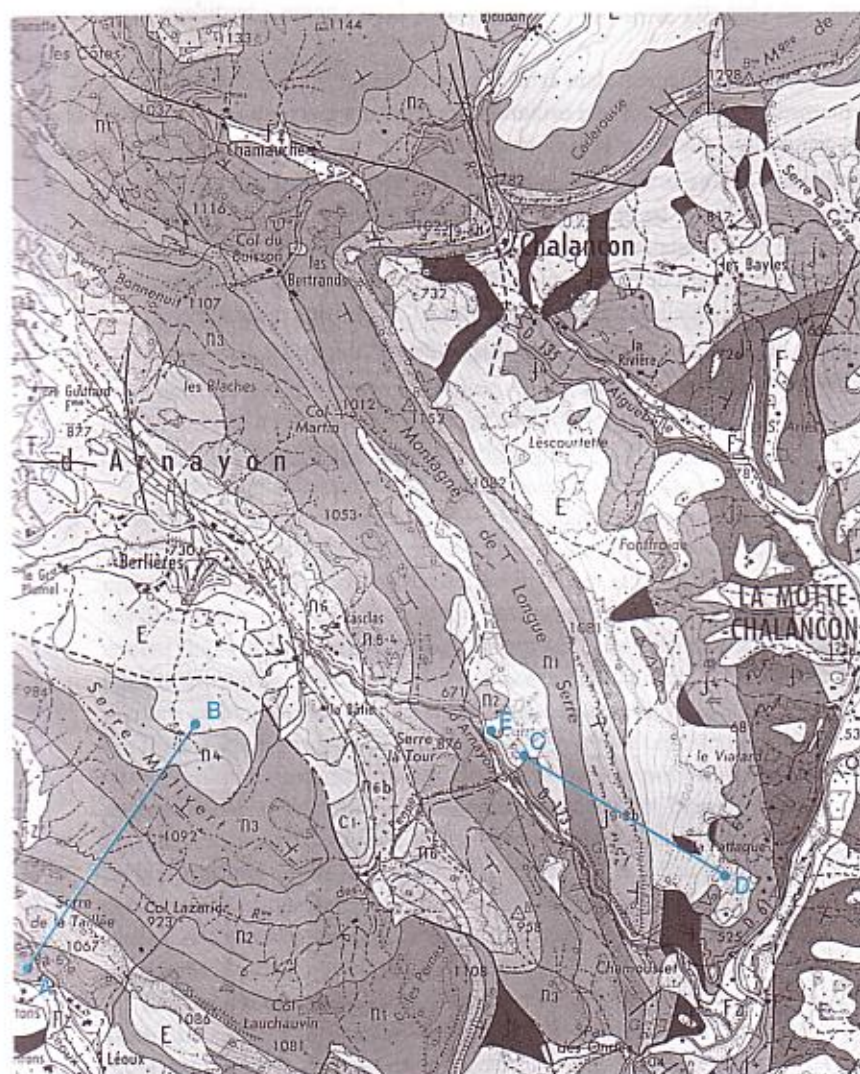
La morphologie de la surface de la Terre résulte de l'action antagoniste de forces d'origine interne qui contribuent à l'élaboration du relief par l'action de forces horizontales, et de celle de forces externes qui déterminent les facteurs climatiques dont les mécanismes tendent à niveler la topographie. Ainsi, tout point à la surface du globe enregistre à tout instant le triple effet des causes internes (tectoniques), des causes externes (astronomiques) et des causes biologiques (du moins depuis l'apparition de la vie sur Terre). Par leurs périodicités et leurs intensités différentes, ces causes se combinent, quelquefois se masquent les unes les autres par érosion ou non-sédimentation. Il s'agit d'une situation en déséquilibre permanent et ce, à toutes les échelles: depuis la plus petite particule jusqu'au continent. Il en résulte, au cours du temps, un enregistrement discontinu et fragmentaire, les séries sédimentaires, avec leur page élémentaire, la strate.

La lecture de ces séries sédimentaires est donc une lecture complexe, car elle doit tenir compte de l'ensemble des facteurs qui ont agi sur la formation et la préservation de ces séries. C'est pourquoi, dans ce chapitre, nous avons essayé de présenter une vue d'ensemble de ces facteurs, en montrant comment ils interagissent pour créer une image fragmentaire et discontinuë de l'histoire de la Terre. Cette image est celle que nous voyons aujourd'hui, à travers les strates sédimentaires, et qui constitue la base de notre connaissance de l'histoire de la Terre.

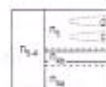
La lecture de ces séries sédimentaires est donc une lecture complexe, car elle doit tenir compte de l'ensemble des facteurs qui ont agi sur la formation et la préservation de ces séries. C'est pourquoi, dans ce chapitre, nous avons essayé de présenter une vue d'ensemble de ces facteurs, en montrant comment ils interagissent pour créer une image fragmentaire et discontinuë de l'histoire de la Terre. Cette image est celle que nous voyons aujourd'hui, à travers les strates sédimentaires, et qui constitue la base de notre connaissance de l'histoire de la Terre.

EXERCICE

Sur le fragment de la carte géologique de Dieulefit au 1/50 000 sont localisés les emplacements de quelques informations géologiques, issues de cette zone géographique, et qui ont été indiquées dans les trois chapitres précédents. On propose, à partir de ces données très fragmentaires de tirer quelques connaissances de base, qualitatives, sur la géologie de cette région.



Marnes bleues
(plus de 1000 m)



n_5 Bédoulien et
Barremien indifférenciés
 n_4 Bédoulien
d. Calcaire marneux
c. Calcaire bioclastique
 n_3 Barremien
b. Combe marneuse
a. Calcaire bioclastique
(100 mètres)



Hauterivien
Calcaires marneux et marnes
(200 à 300 mètres)



Valanginien
Marnes à ammonites pyriteuses
a. Calcaires à silex (Bezaudun)
(150 mètres)



Berriasien (et sommet du Tithonique)
Marnes, calcaires marneux
et calcaires blancs
a. Berriasien supérieur marneux
(200 mètres)



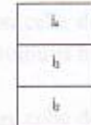
Tithonique
(Portlandien et Kimmeridgien supérieur)
Calcaires
(50 à 10 mètres)



Kimmeridgien inférieur,
Séquanien, Rauracien
Calcaires marneux et calcaires
(150 mètres)



Argovien (et base du Rauracien)
Marnes et calcaires marneux
(300 mètres)



«Terres noires»

l_1 Argovien inférieur, Oxfordien et Callovien supérieur
 l_2 Callovien moyen et inférieur (marnes et plaquettes)
 l_3 Bathonien (plus de 2000m)

La coupe AB est visible sur les photographies (fig. 6.1, p. 216, fig. 4.8, p. 166), prises en direction du Nord. La coupe CD est visible sur la photographie p. 179 (fig. 5.6). Le point E correspond à des photographies d'affleurements des alternances régulières calcaires-marnes (fig. 4.5b, p. 163 et exercice du chapitre 5 p. 199).

Les coupes AB et CD permettent d'avoir des indications sur la superposition des formations. L'aspect (en paysage) de ces informations est visible sur les photographies des figures 6.1 p. 216 et 5.6 p. 179. Des informations de base sur l'épaisseur des étages sont données avec la légende de la carte géologique.

1. En sachant que la formation la plus ancienne observable sur cette carte correspond aux « Terres noires » et que leur épaisseur est de plus de 2 000 mètres, on peut tenter de tracer une succession verticale des formations (un « log stratigraphique »), depuis les « Terres noires » jusqu'aux « marnes jaunes » (visibles sur les photographies...).
2. En séparant les types de roches qui affleurent dans cette zone, en trois catégories majeures : calcaires, calcaires marneux et marnes, on peut établir une évolution des types d'apports au cours du temps et tenter d'établir des gradients chimiques dans la sédimentation.
3. On admet que l'ensemble des dépôts se sont mis en place à des profondeurs d'eau comprises entre 50 et 500 mètres. Comment expliquer les épaisseurs importantes de sédiments qui se sont déposés durant la période considérée ? La connaissance de l'âge des limites d'étages qui sont présents et les épaisseurs de chaque étage, permettent de mettre en évidence des vitesses de dépôts différentes selon les périodes de temps considérées. Quelles causes peuvent être à l'origine de ces variations ?
4. Discutez les relations entre lithofaciès et biofaciès d'après les indications fournies par la carte géographique et les observations de terrain.

TROISIÈME PARTIE

La Terre et ses climats : dynamique des enveloppes fluides

7. Les climats actuels	247
EXERCICES	296
8. Les climats anciens	299
EXERCICES	329
9. Les climats du futur	331
EXERCICES	345

Aristote, au IV^e siècle avant notre ère, nous explique dans sa *Météorologie* le mécanisme de formation de la pluie : transformation de l'humidité du sol en vapeur par les rayons solaires et condensation en gouttelettes d'eau qui forment la pluie. Cette intuition, étonnamment juste pour quelqu'un qui n'avait aucune notion précise de ce qu'est la vaporisation ou la condensation, relevait simplement d'une bonne observation des phénomènes naturels.

Les philosophes grecs de l'Antiquité avaient pour usage de diviser la matière en quatre catégories — la terre, l'air, l'eau et la chaleur — dont la présence simultanée autorisait l'existence de la vie. L'ubiquité manifeste de la terre et de l'air faisait que la présence de l'eau et de la chaleur était primordiale : que l'un ou l'autre vienne à manquer et la vie disparaît. Le climat, c'est l'ensemble de ces deux « éléments » et déjà du temps des anciens Grecs ce nom avait été imaginé et, en fait, parfaitement choisi : climat vient du grec *klino* qui veut dire « inclinaison ». La chaleur à la surface de notre planète dépend de l'inclinaison des rayons solaires par rapport au sol, que ce soit dans le cours de la journée, au long des saisons, ou enfin lorsque la latitude varie.

En une vingtaine de siècles, nous sommes passés de cette simple observation à une compréhension des mécanismes du climat grâce au développement de nos connaissances en physique fondamentale et au perfectionnement de nos méthodes d'observation. Pour expliquer la formation des nuages, il faut savoir comment varie la quantité de vapeur d'eau saturante que peut contenir l'air, en fonction de la température et de la pression atmosphérique, et il faut aussi avoir compris les phénomènes de condensation. Pour comprendre la variabilité météorologique, il faut pouvoir observer de façon globale notre environnement, et pour connaître les climats du passé il faut intégrer les différentes observations géologiques et géochimiques.

Le climat n'est pas stable et il varie à différentes échelles d'espace et de temps : il fluctue d'une année à l'autre, d'une région à l'autre, d'un siècle à l'autre, et nos archives géologiques nous montrent qu'il a fluctué sur des périodes bien plus grandes encore. C'est la compilation des observations des botanistes, des géologues, des paléontologues et des géochimistes, mais aussi celle des océanographes, des physiciens de l'atmosphère et des astronomes qui nous permet aujourd'hui d'esquisser les mécanismes de la climatologie, science interdisciplinaire par excellence.

La connaissance de la dynamique des climats actuels est l'une des clés pour analyser celle des climats du passé. Elle est aussi une prospective pour estimer l'évolution des climats du futur.

Le climat de la Terre, et le temps qu'il fait, sont d'éternels sujets de discussion, qui font régulièrement la une des journaux et des médias. Que ce soit la sécheresse, une pluviométrie exceptionnelle ou un déficit de neige dans nos stations de ski, le climat apparaît à l'homme comme un phénomène imprévisible et capricieux.

1. La source et les vecteurs d'énergie

La Terre est baignée par un flux d'énergie solaire. 70 % de cette énergie atteint la surface de la Terre et y est absorbée par le sol, les plantes, les océans ou l'atmosphère, tandis que les 30 % restants sont réfléchis vers l'espace.

L'absorption de cette énergie réchauffe les masses d'eau et favorise leur évaporation. Chaque jour, en moyenne, plus de mille milliards de tonnes d'eau passent ainsi de la surface des océans et des terres dans l'atmosphère. Cette vapeur d'eau se condense en nuages qui donnent naissance à des pluies, de la neige ou de la grêle. L'énergie solaire absorbée réchauffe le sol qui, à son tour réchauffe les masses d'air qui, moins denses, s'élèvent dans l'atmosphère. Celles-ci sont remplacées par des masses d'air plus froides dont les mouvements provoquent les vents. En surface des océans ces vents créent des vagues.

Ainsi les phénomènes les plus communs de notre environnement — la pluie, la neige, les glaciers, les vents, les vagues, les glaciers — sont produits par l'énergie solaire. Tous les processus de la géodynamique externe de notre planète sont induits et pilotés par l'énergie provenant du Soleil.

1.1 L'ÉNERGIE SOLAIRE

Le Soleil est le plus gros objet de système solaire. Avec environ 1,4 millions de kilomètres, le diamètre du Soleil équivaut à 109 diamètres terrestres. Sa masse ($2 \cdot 10^{30}$ kg) est 300 000 fois plus importante que celle de la Terre et représente 99,8 % de la masse du système solaire (tab. 2.1 p. 91).

La fusion nucléaire à l'intérieur de cette étoile concerne des éléments chimiques de faible masse atomique, en par-

ticulier l'hydrogène. Les réactions de fusion sont multiples, mais le Soleil produit son énergie à partir de deux réactions : la chaîne proton-proton (pp) et la chaîne carbone-azote-oxygène (CNO) encore appelée cycle de Bethe. Dans les deux processus le résultat net est identique : quatre noyaux d'hydrogène (des protons) fusionnent en absorbant deux électrons pour former un noyau d'hélium (les électrons se combinent à deux protons pour donner naissance à deux neutrons). La différence entre les deux chaînes est que dans la filière pp les protons fusionnent directement en hélium, alors que dans la filière CNO le processus emprunte des étapes intermédiaires qui impliquent le carbone, l'azote et l'oxygène. Dans le Soleil la première des chaînes produit 88 % de l'énergie et la seconde 12 % (cf. p. 40).

La masse du noyau d'hélium (4,0026 unité de masse atomique) étant légèrement inférieure à celle de la somme des deux protons et des deux neutrons engagés dans la réaction pp (4,03302 uma), la différence de masse est convertie en énergie suivant l'équation d'Einstein $\Delta E = \Delta mc^2$. La quantité d'énergie libérée par la fusion de quatre ^1H qui produisent un ^4He est faible ($4,2 \cdot 10^{-12}$ J), mais $4,5 \cdot 10^9$ kg d'hydrogène sont convertis chaque seconde en hélium dans le Soleil (soit $4 \cdot 10^{26}$ W). L'énergie produite est libérée sous forme de rayonnements γ et de neutrinos.

1.1.1 LE SPECTRE ÉLECTROMAGNÉTIQUE

L'énergie libérée dans le cœur du Soleil, à partir des filières pp et CNO, l'est sous la forme de radiations γ à hautes fréquences (10^{23} Hz, extrêmement énergétiques). En traversant les différentes enveloppes de notre étoile ces radiations sont absorbées et réémises par des atomes à des fréquences plus basses, correspondant à une baisse progressive de la température du milieu. Lorsqu'elles atteignent la photosphère, après un parcours d'une durée de un à deux millions d'années, ces radiations ont une fréquence comprise entre 10^{14} et $1,5 \cdot 10^{15}$ Hz, c'est-à-dire une longueur d'onde comprise entre $3 \cdot 10^{-6}$ et $2 \cdot 10^{-7}$ m.

Le flux d'énergie émis par le Soleil varie avec la longueur d'onde (fig. 7.1, p. 248), le maximum étant proche de la longueur d'onde de la lumière jaune. La forme du spectre solaire est celle d'un corps noir à la température de 5800 K, celle de la surface de la photosphère (cf. fig. 1.36 p. 44).

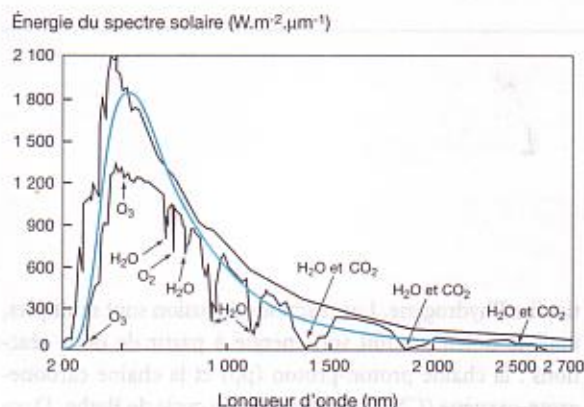


FIGURE 7.1. SPECTRE DE L'ÉNERGIE SOLAIRE INCIDENTE. La courbe du haut représente le spectre au sommet de l'atmosphère, la courbe du bas celui à la surface de la Terre. La courbe intermédiaire en bleu donne l'allure d'une courbe d'émission de corps noir à 5 800 K.

1.1.2 LA CONSTANTE SOLAIRE

La puissance totale émise par le Soleil, ou les étoiles en général, est appelée luminosité. Le Soleil rayonnant dans toute les directions de l'espace, seule une infime fraction de son rayonnement électromagnétique atteint la Terre, au bout d'environ 8,3 minutes.

Les satellites artificiels, en orbite au dessus de notre atmosphère, captent sur leurs panneaux solaires un flux d'énergie solaire égal à 1370 W.m^{-2} . Cette valeur, parfois exprimée sous la forme de $1,96 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$, est appelée la constante solaire.

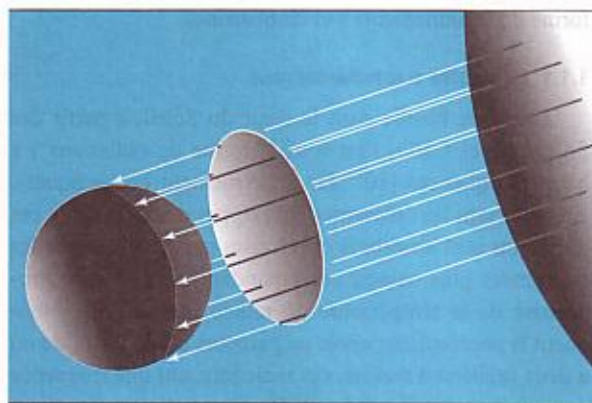


FIGURE 7.2. L'énergie solaire est interceptée par un disque imaginaire dont le diamètre est égal à celui de la Terre. Chaque mètre carré de ce disque reçoit 1 370 watts. L'énergie moyenne reçue à la surface de la Terre est donc quatre fois moindre car la surface d'une sphère est quatre fois plus grande que celle du disque.

Ce flux permet de calculer la luminosité du Soleil. En effet, si le flux d'énergie solaire vaut 1370 W.m^{-2} à 150 millions de kilomètres du Soleil (distance Terre-Soleil), l'énergie totale émise, chaque seconde, par notre étoile est égale à :

$$4\pi (1,5 \cdot 10^{11})^2 \times 1370 = 380 \cdot 10^{24} \text{ W}$$

Vue du Soleil, la Terre est un disque dont la surface est d'environ $130 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ qui intercepte une énergie égale à $130 \cdot 10^{12} \times 1370$ soit $180 \cdot 10^{15} \text{ W}$. Cette énergie externe est donc plus de 4 000 fois plus importante que l'énergie interne du globe ($42 \cdot 10^{12} \text{ W}$).

Les alternances nyctémérales et saisonnières font que l'énergie reçue en un endroit donné de notre planète est extrêmement variable. En moyenne l'énergie interceptée en haute altitude par la planète est de 342 W.m^{-2} car la surface de la Terre ($4\pi R^2$) est quatre fois plus grande que sa section (πR^2) (fig. 7.2).

1.1.3 LES VARIATIONS ÉNERGÉTIQUES SAISONNIÈRES

Sans tenir compte des phénomènes de réflexion et d'absorption atmosphériques que nous aborderons ultérieurement, la valeur de l'énergie solaire perçue à la surface de la planète est directement dépendante de la latitude (fig. 7.3).

Elle est plus importante dans les régions intertropicales, où l'angle d'incidence des rayons solaires est proche de la normale à la surface terrestre, que dans les régions de haute latitude, et cette variation est proportionnelle au cosinus de la latitude.

L'axe de rotation de la Terre faisant un angle de $23^\circ 27'$ avec la normale à l'écliptique (plan contenant l'orbite

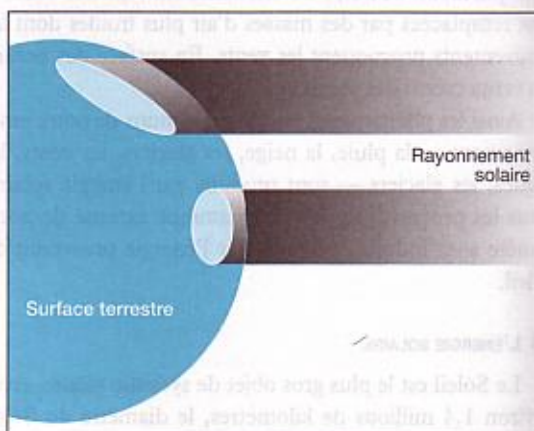
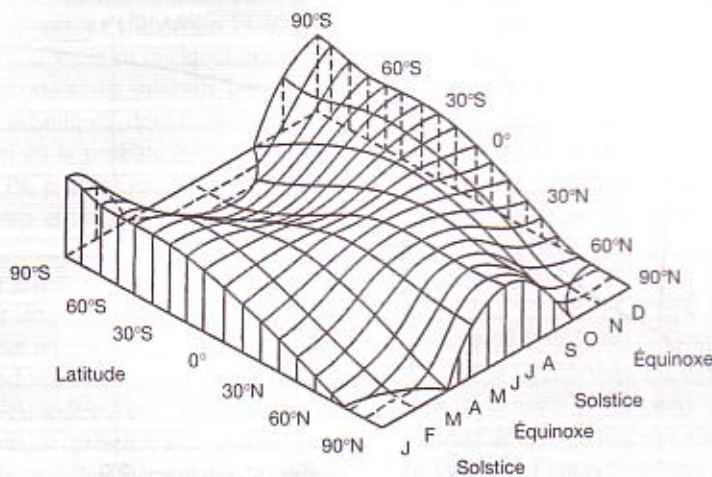


FIGURE 7.3. Une même quantité d'énergie solaire interceptée par la sphère terrestre se répartit sur une plus grande surface dans les hautes latitudes qu'à l'équateur. En conséquence, l'énergie disponible par unité de surface décroît de l'équateur vers les pôles.



ϕ	90	70	50	30	0	-30	-50	-70	-90
3 janvier	0	0	90	231	413	505	509	514	547
21 mars	0	149	280	378	436	378	280	149	0
22 juin	524	492	482	474	384	213	80	0	0
4 juillet	513	482	477	472	386	216	84	0	0
23 septembre	0	147	276	373	430	372	276	147	0
21 décembre	0	0	86	227	410	507	514	526	559

Latitudes positives (négatives) pour l'hémisphère Nord (Sud)

FIGURE 7.4. Ensoleillement moyen, sur 24 h, (en W.m^{-2}) au sommet de l'atmosphère en fonction de la latitude et des saisons au cours de l'année.

terrestre) l'orientation des rayons solaires varie au cours de l'année suivant la latitude. À la latitude du tropique du Cancer, cet angle d'incidence du rayonnement solaire varie ainsi de 90° le 22 juin (solstice d'été) à $43^\circ 06'$ le 22 décembre (solstice d'hiver). À cette même date, l'ensoleillement en France est inférieur à celui du pôle Sud (fig. 7.4).

1.1.4 LES TACHES SOLAIRES ET LES VARIATIONS DE LUMINOSITÉ

L'un des phénomènes les plus manifestes de l'activité solaire est la présence de taches à la surface de l'astre. Ces taches sont des régions plus froides (4 300 K) que la température moyenne de la photosphère (5 800 K) et paraissent donc plus sombres. Elles apparaissent lorsque le champ magnétique de surface atteint des valeurs telles que les mouvements convectifs de l'étoile sont bloqués. Leur nombre est variable et possède une périodicité de 11 ans (voir paragraphe 5.2.1, p. 42).

Ces taches réduisent la quantité d'énergie émise par le Soleil d'environ 0,3 %. En tant que telles elles ne peuvent

modifier les climats car la rotation différentielle du Soleil (27 jours) et la périodicité des maxima des taches solaires est trop courte pour que leur effet soit durable.

De façon surprenante les maxima des cycles solaires (maxima de taches) correspondent à des périodes de réchauffement climatique. Ce phénomène peut être relié à l'intensification des émissions éruptives, immenses torches de gaz expulsées à partir de la photosphère, dans les régions contenant des torches et des facules, et qui traversent la chromosphère et la couronne (voir paragraphe 5.2.2, p. 42). Lors des périodes d'intense activité solaire le rayonnement électromagnétique dans le domaine des ultraviolets peut augmenter d'un facteur 1 000. Il semble que son influence climatique soit en fait indirecte.

Par ailleurs, la Terre est soumise à un rayonnement cosmique galactique (RCG), flot de particules très énergétiques émis par d'autres étoiles de notre galaxie, dont l'effet ionisant sur l'atmosphère terrestre est l'un des moteurs de la formation des nuages. Plus l'activité solaire

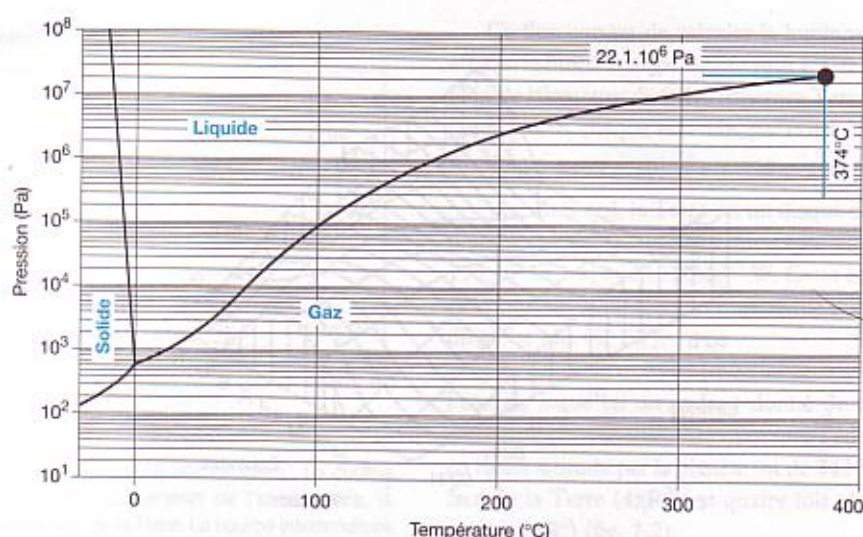


FIGURE 7.5. DIAGRAMME DES ÉTATS DE L'EAU : PRESSION DE L'EAU (pression partielle de la vapeur d'eau dans le cas où l'eau à l'état gazeux fait partie d'un mélange, comme l'atmosphère par exemple) EN FONCTION DE LA TEMPÉRATURE.

est importante, plus le rayonnement cosmique galactique est filtré avant d'atteindre l'atmosphère terrestre et plus la couverture nuageuse est réduite, ce qui entraîne une hausse de température au sol. La période de 1600 à 1850 a été marquée par un « Petit Âge Glaciaire » en Europe (fig. 1.37). La période la plus froide, caractérisée par un minimum de taches solaires, correspond au « Minimum de Maunder », alors qu'auparavant, au XI^{e} et XII^{e} siècle, une grande activité du Soleil caractérise l'« Optimum médiéval ».

1.2 L'EAU

L'eau est un liquide commun mais dont les propriétés physico-chimiques, souvent méconnues, sont exceptionnelles : sa densité passe un maximum ($d = 1,000\,000$) à $3,982^\circ\text{C}$ alors qu'elle ne vaut que $0,999\,867$ à 0°C , sa tension superficielle ($7,2 \cdot 10^{-9} \text{ N.m}^{-1}$) est la plus élevée de tous les liquides, sa chaleur massique ($4,18 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{C}^{-1}$) la plus élevée de tous les fluides excepté NH_3 ... Cette dernière propriété en fait un fluide pourvu d'une grande inertie thermique, caractéristique qui associée avec la taille considérable du réservoir océanique, est l'un des plus importants mécanismes de régulation de nos climats, que ce soit à de courtes ou de longues échelles de temps.

1.2.1 LES CHANGEMENTS D'ÉTAT DE L'EAU

L'eau existe, à la surface de la Terre, sous les trois états : gazeux, liquide et solide. Seule notre planète possède les conditions de pression et de température qui permettent cette coexistence.

Le diagramme d'états de l'eau (fig. 7.5) montre que la pente négative de la courbe de fusion (solide → liquide) implique que le passage inverse, de l'état liquide à l'état solide (congélation), s'accompagne d'une baisse de pression, et donc de densité : c'est une propriété extrêmement rare, qui ne se rencontre que dans quelques autres éléments ou composés chimiques comme le bismuth. Ainsi, lors des hivers rigoureux, la glace, moins dense, n'envahit pas le fond des rivières, et par conséquent les faunes et flores aquatiques sont protégées.

Lorsque la pression est inférieure au point triple ($P = 610,1 \text{ Pa}$ et $T = 0,01^\circ\text{C}$), la sublimation (transformation directe solide-gaz) est de règle. Ce phénomène caractérise le comportement de l'eau sur Mars, où la pression atmosphérique est de l'ordre de 700 Pa (cahier couleur p. X). Mais la sublimation existe aussi à pression ordinaire : en climat froid la glace s'évapore lentement, car des molécules d'eau quittent la phase cristalline pour rejoindre l'atmosphère. Ce sont les molécules d'air qui, en frappant la surface de la glace, arrachent ces molécules d'eau.

Il existe une température au delà de laquelle l'eau n'est plus ni un gaz ni un liquide, mais un fluide qui englobe les deux états : le fluide supercritique. Ce fluide se forme au delà du point où sa densité à l'état de vapeur (maintenue sous pression) devient égale à sa densité à l'état de liquide (qui diminue lorsque la température augmente, par suite de l'expansion thermique). À 374°C et $22,1 \cdot 10^6 \text{ Pa}$ l'eau devient un fluide supercritique dont la densité est de $0,3$. Sa capacité de solvation augmente alors considérablement et elle se comporte comme un solvant organique.

Actuellement, on essaye d'exploiter cette propriété pour oxyder des composants dangereux comme les PCB (polychlorobiphényle) et les transformer en quelques instants en eau, en dioxyde de carbone et en produits inertes. Les sources hydrothermales océaniques, dont la profondeur est supérieure à 2 200 m et où la pression hydrostatique est donc voisine de 23.10^6 Pa, peuvent ainsi être des lieux où le comportement de l'eau extrudée est celui d'un fluide supercritique.

On pense que l'eau gèle à 0°C car, par définition, la glace fond à 0°C . Or il n'en est rien, et de l'eau soigneusement refroidie peut rester liquide au delà de -40°C : on parle alors d'eau surfondue et sa congélation nécessite la présence d'un germe, c'est-à-dire d'une substance dont la surface à l'échelle atomique présente une ressemblance structurelle avec la maille cristalline élémentaire de la glace. Ce phénomène est observé l'hiver dans le cas des pluies verglaçantes. La surfusion contribue également à la capacité de résistance au froid des plantes et des animaux.

1.2.2 LES ÉCHANGES D'ÉNERGIE : CHALEUR ET TRAVAIL

Un système, quel qu'il soit, possède de l'énergie et cette énergie peut varier à la suite d'échanges entre deux systèmes, ou entre un système et l'extérieur. Les formes d'échanges de l'énergie sont la chaleur et le travail.

Un corps ou un fluide plus chaud qu'un autre lui cède de la chaleur, et leurs températures tendent à s'égaliser. Le corps « chaud », dont la température baisse, perd une partie de l'énergie cinétique de ses molécules, tandis que les molécules du corps « froid » en gagnent.

L'effet d'un transfert de chaleur peut parfois se réduire uniquement à un changement d'état, sans variation de température. Lors de la fusion ou de la vaporisation, l'énergie transférée est exclusivement utilisée à accomplir le travail nécessaire pour vaincre les forces de cohésion et séparer les molécules. Dans le cas de la vaporisation, la température du liquide reste alors constante pendant toute la durée de l'ébullition.

La chaleur latente de fusion de l'eau ($0,334.10^6 \text{ J.kg}^{-1}$) est environ sept fois moindre que sa chaleur latente de vaporisation ($2,27.10^6 \text{ J.kg}^{-1}$).

La sublimation nécessite quant à elle la somme des chaleurs latentes de fusion et de vaporisation, soit $2,84.10^6 \text{ J.kg}^{-1}$. Réciproquement, les mêmes quantités d'énergie sont mises en jeu lors des changements d'état inverses (solidification, condensation liquide et condensation solide), mais dans ce cas elles sont fournies au milieu extérieur.

Les échanges de travail résultent le plus souvent d'une variation de volume du système. La compression et la détente des gaz sont l'occasion d'échanges et de transformations d'énergie qui ont de nombreuses conséquences, au

niveau de l'atmosphère en particulier. Une masse d'air, ou d'un gaz quelconque (fig. 7.6), qui s'élève dans l'atmosphère est soumise à une pression décroissante et se détend, ce qui entraîne une perte d'énergie interne et un refroidissement (fig. 7.7, p. 252). Cette détente est dite adiabatique lorsqu'elle n'implique aucun échange de chaleur, mais seulement de travail, avec son environnement, et ce refroidissement peut provoquer la condensation de la vapeur d'eau et la formation d'un nuage.

1.2.3 LES PHÉNOMÈNES D'ABSORPTION

La molécule d'eau, comme toutes les molécules, vibre dès que sa température est différente de 0 K. Ces transitions d'un état moléculaire de vibration à un autre commandent l'intensité des absorptions ou des émissions au cours de l'interaction avec les rayonnements électromagnétiques.

Ces absorptions d'énergie ont un rôle fondamental. En tant que composante importante de l'atmosphère terrestre, la vapeur d'eau restreint les possibilités de pénétration (ou d'évacuation) du rayonnement infrarouge à l'étroit créneau d'une « fenêtre atmosphérique », entre 8 et $11 \mu\text{m}$, fenêtre

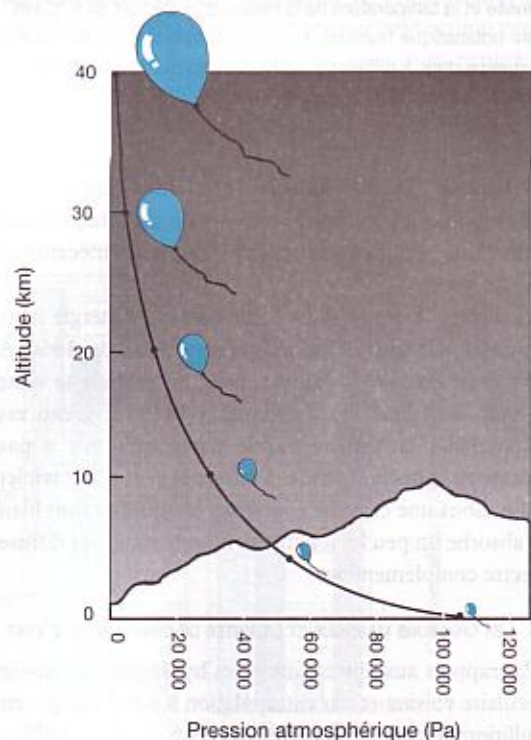


FIGURE 7.6. La pression atmosphérique décroît avec l'altitude. Si un ballon d'hélium de 1 m de diamètre est lâché au niveau de la mer, son diamètre atteindra 7 m à 40 km d'altitude.

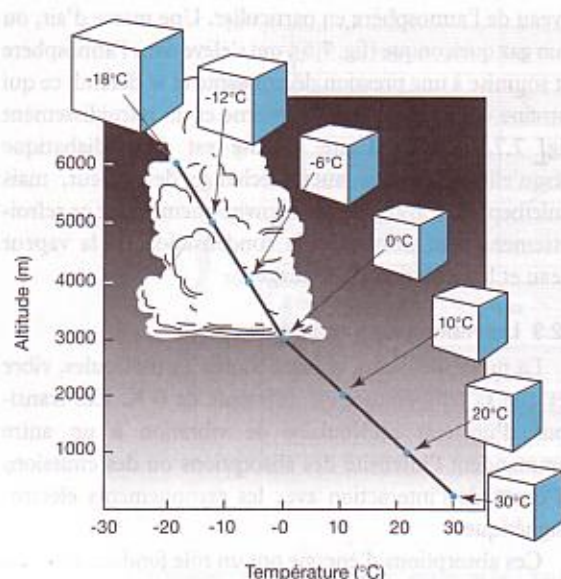


FIGURE 7.7. Lorsqu'une masse d'air sous-saturée s'élève elle se détend et se refroidit de $10\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (détente adiabatique sèche). Lorsque la température de l'air franchit le point de rosée la condensation de la vapeur d'eau libère de la chaleur latente. Vers 3000 mètres d'altitude la plus grande partie de la vapeur d'eau est condensée et la température de la masse d'air décroît de $6\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (détente adiabatique humide). Les cubes représentent le volume d'une masse d'air à différentes altitudes, sachant que le volume initial, au niveau de la mer, était de 1 km^3 .

pour laquelle l'eau n'absorbe pas. Impliquant aussi d'autres molécules comme le dioxyde de carbone, l'ozone ou le méthane, ce phénomène est à l'origine du mécanisme d'effet de serre.

La vapeur d'eau absorbe également de l'énergie dans l'ultraviolet lointain à une longueur d'onde de 1650 Å ($0,165\text{ }\mu\text{m}$). Pour l'eau liquide, cette absorption se situe plus haut dans l'échelle d'énergie, à 1470 Å . L'eau est transparente à la lumière visible parce qu'il n'y a pas d'excitations possibles entre l'infrarouge et l'ultraviolet lointain. Sous une certaine épaisseur, le liquide paraît bleu car il absorbe un peu les longueurs d'onde rouges et diffuse le spectre complémentaire.

1.2.4 LES CHALEURS MASSIQUE ET LATENTES DE CHANGEMENT D'ÉTAT

Par rapport aux autres composés hydrogénés de masse moléculaire voisine et par extrapolation à partir des points d'ébullition de composés analogues (H_2S , H_2Se et H_2Te), l'eau devrait geler vers $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$ et bouillir vers $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$: CH_4 par exemple, dont la masse moléculaire est de 16, gèle à $-180\text{ }^{\circ}\text{C}$ et bout à $-162\text{ }^{\circ}\text{C}$. Cet écart est lié à l'existence de la liaison hydrogène.

Pour la majorité des éléments ou composés chimiques, les points de fusion et d'ébullition s'élèvent lorsque la masse molaire augmente. Cette loi connaît des exceptions, en particulier pour les séries de composés hydrogénés des éléments des colonnes 15, 16 et 17 du tableau périodique. Les trois plus légers (NH_3 , H_2O et HF) devraient, chacun dans leur série, avoir les points de fusion et d'ébullition les plus bas, mais ce n'est pas le cas. Les autres termes de chaque série ne présentent, par contre, pas d'anomalies ; leurs points de fusion et d'ébullition varient régulièrement avec la masse molaire. Cette anomalie n'existe pas dans les autres colonnes du tableau périodique. Ces écarts par rapport aux valeurs attendues témoignent de l'existence de forces d'attraction particulièrement importantes entre les molécules NH_3 , H_2O et HF car, d'une part H est un atome très petit et d'autre part N, O et F sont les plus petits atomes de leurs colonnes respectives. Les centres positifs d'une molécule et négatifs d'une autre peuvent donc s'approcher à très courte distance et les forces d'attraction devenir très importantes. Ces interactions dipôle-dipôle, particulièrement intenses, ont toujours lieu par l'intermédiaire d'un atome d'hydrogène, d'où le nom de liaison hydrogène (ou de liaison par pont hydrogène). Outre l'élévation très marquée des points de fusion et d'ébullition, les grandes valeurs de chaleurs massique et latente, la liaison hydrogène est responsable de diverses propriétés ou comportements : solubilité mutuelle des composés (eau et alcool, par exemple), viscosité de certains liquides (comme le glycérol ou glycérine). Enfin, la liaison hydrogène joue des rôles particulièrement importants dans les structures biologiques (structure en hélice des protéines et de l'ADN...).

En raison de sa chaleur massique élevée, l'eau est capable d'emmagasiner beaucoup de chaleur : une couche d'eau océanique de $2,5\text{ m}$ est suffisante pour stocker la totalité de la chaleur atmosphérique. Le tableau 7.1 montre

SUBSTANCE	CHALEUR MASSIQUE ($\text{J.kg}^{-1}.\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)
eau pure	4185,5
glace d'eau (à $0\text{ }^{\circ}\text{C}$)	2011,2
bois	1753,3
aluminium	895,9
brique	837,3
granite	803,8
sable	787,1
air sec	715,9
cuivre	389,6
argent	234,5
or	129,8

TABLEAU 7.1. Quelques valeurs de chaleur massique.

que 4,18 kJ élèvent la température d'un kilogramme d'eau de 1°C, et celle d'un kilogramme de sable d'environ 5°C : l'été, le sable sec de la plage s'échauffe plus rapidement que l'eau de la mer. Cette résistance aux variations de température de l'eau est appelée inertie thermique et joue un rôle fondamental lors des phénomènes de transfert de chaleur à la surface de la planète.

1.2.5 LA VAPORISATION

Pendant les chaudes journées d'été, une grande partie de la chaleur fournie par le sol pour vaporiser l'eau est libérée lors de sa condensation. Il suffit alors de mesurer le volume de pluie tombée pour avoir une idée de la quantité d'énergie restituée lors de la condensation d'un nuage d'orage. Ainsi, un gros orage qui a provoqué une précipitation de cinq centimètres d'épaisseur d'eau sur 10 km² aura produit 5.10⁸ kg (500 000 tonnes) d'eau liquide. Lors de la condensation, à partir de la vapeur d'eau atmosphérique, il aura donc été libéré, à raison de 2,44.10⁶ J.kg, 1220 milliards de kJ (1,22 PJ), soit l'équivalent de l'énergie produite par l'explosion d'une bombe atomique d'une puissance de cent kilotonnes de TNT.

Au contact de l'atmosphère, l'eau à l'état liquide (ou solide) perd une certaine quantité de molécules, celles qui possèdent la plus grande énergie cinétique. Cette évaporation provoque un refroidissement du liquide car l'énergie cinétique moyenne de celles qui restent diminue. Réciproquement, certaines molécules d'eau de l'atmosphère reviennent dans la phase liquide. Pour une température

donnée, un équilibre stationnaire s'installe, et le flux de molécules qui s'échappent de la phase liquide est équivalent à celui qui la rejoint. À cet équilibre, la pression de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est appelée pression de vapeur saturante : elle est fonction croissante de la température.

La rapidité de l'évaporation est fonction de trois facteurs :

- l'agitation de l'air, qui empêche l'accumulation de vapeur au voisinage du liquide et accélère sa dilution dans l'atmosphère,
- la surface du liquide qui favorise l'évasion d'un nombre de molécules d'autant plus important qu'elle est plus étendue,
- la présence d'une source de chaleur qui, même si elle n'échauffe pas le liquide, empêche ou limite son refroidissement et maintient à une valeur constante l'énergie cinétique moyenne des molécules.

L'humidité de l'air peut être plus ou moins importante. La pression partielle de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est normalement inférieure à la pression de vapeur saturante. Lorsque la température de l'air baisse, la pression de vapeur saturante diminue et l'air ne peut plus contenir la même quantité de vapeur d'eau. Par conséquent le refroidissement nocturne peut provoquer la condensation d'une partie de la vapeur d'eau produite par évaporation pendant la journée ; c'est ainsi que se forment le serein, petite bruine du soir à peine perceptible et la rosée matinale, phénomène important d'hydratation dans les environnements xérophytiques.

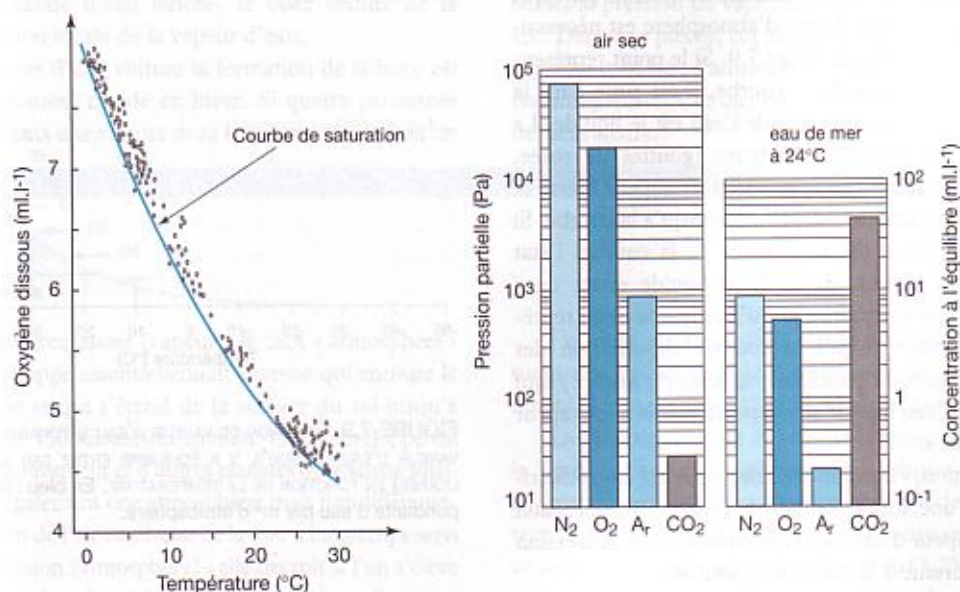


FIGURE 7.8. LA SOLUBILISATION DES GAZ. Solubilisation du dioxygène en fonction de la température (à gauche) et solubilisation différentielle des gaz atmosphériques dans l'eau de mer (à droite).

1.2.6 LA SOLUBILISATION DES GAZ

La solubilité des gaz est fonction décroissante de la température du solvant (fig. 7.8, p. 253), à l'inverse de la mise en solution des solides. Cette dernière nécessite une certaine énergie pour arracher les molécules du cristal et une élévation de la température la favorise, alors que dans le cas des gaz il n'y a pas de travail à fournir pour séparer les molécules gazeuses, qui le sont déjà.

La solubilité des gaz dépend aussi de la nature moléculaire du gaz et peut être estimée par la loi d'Henry :

$$[O_{2(aq)}] = K_H \cdot pO_2$$

où K_H est la constante d'Henry, pO_2 la pression partielle de l'oxygène dans l'atmosphère et $[O_{2(aq)}]$ la concentration d' O_2 dans l'eau.

La constante d'Henry étant bien plus élevée pour le CO_2 ($K_H = 33,8 \cdot 10^{-3}$ SI) que pour le dioxygène ($K_H = 1,27 \cdot 10^{-3}$ SI) ou le diazote ($K_H = 0,642 \cdot 10^{-3}$ SI), la proportion relative de ces gaz est différente dans l'eau et dans l'atmosphère (fig. 7.8).

Les variations de la solubilité sont également dépendantes de la pression. Ce n'est le cas, de manière significative, que pour la dissolution des gaz dans les liquides. Le volume diminue lorsque le gaz se dissout et, par conséquent, une élévation de la pression favorise la dissolution, c'est-à-dire augmente la solubilité. Si la pression diminue, une partie du gaz qui s'était dissous doit quitter la solution. Nous verrons ultérieurement l'importance de ce phénomène dans le phénomène de dégazage des eaux océaniques.

HISTOIRES D'EAU

Lorsque dans une atmosphère humide (c'est-à-dire contenant de la vapeur d'eau), l'eau vapeur est en équilibre avec l'eau liquide, le point représentatif du système physique représentant un volume donné d'atmosphère est nécessairement sur la courbe de la figure 7.9. Si le point représentatif est situé au-dessus de la courbe, il est situé dans la région où l'état physique stable de l'eau est le liquide. La vapeur d'eau en excès se condense (gouttes de rosée, brouillard...) de façon que la pression de vapeur baisse et que le point représentatif « descende » jusqu'à la courbe. Si le point représentatif est au-dessous de la courbe, l'état stable est l'état gazeux. Si de l'eau liquide existe dans l'atmosphère, elle se vaporise jusqu'à ce que le point représentatif « remonte » jusqu'à la courbe (vaporisation des flaques, disparition du brouillard, séchage du linge...) sauf à ce que toute l'eau liquide soit vaporisée avant. La vapeur est alors « sèche ».

Par définition, l'humidité relative ou degré hygrométrique (en %) d'une atmosphère est le rapport de la pression partielle de vapeur d'eau de cette atmosphère à la pression de vapeur saturante à la même température.

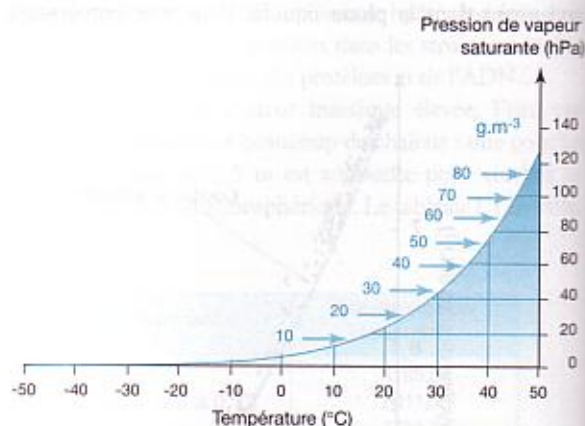


FIGURE 7.9. PRESSION DE VAPEUR D'EAU SATURANTE (PRESSION DE VAPEUR D'EAU LORSQU'IL Y A ÉQUILIBRE ENTRE EAU VAPEUR ET EAU LIQUIDE) EN FONCTION DE LA TEMPÉRATURE. En bleu : masse correspondante d'eau par m^3 d'atmosphère.

Le point de rosée et ses aléas

Dans « Ma Bohème », Arthur Rimbaud nous conte :

*Ces bons soirs de septembre, où je sentais des gouttes
De rosée à mon front, comme un vin de vigueur ;*

Par une chaude journée de septembre, la température de l'air peut atteindre 25 °C et contenir 12 g.m⁻³ d'eau sous forme vapeur. Cette température est supérieure au « point de rosée » (≈ 14 °C pour 12 g.m⁻³), température à laquelle cette quantité de vapeur devient saturée en se condensant (Fig. 7.9).

Lorsque la nuit tombe, plusieurs situations peuvent se produire.

- La température de l'air reste au-dessus du point de rosée, mais celle de certains objets près du sol descend en dessous. Si elle atteint 10 °C, l'air ne peut garder que 9,5 g.m⁻³ d'eau sous forme vapeur et 2,5 grammes vont donc se condenser. La plus grande production de rosée se situe à la fin de la nuit et ce phénomène est important car dans les régions méditerranéennes elle équivaut à une pluie de 0,2 mm.j⁻¹ soit un arrosage de 2 000 L.ha⁻¹. En hiver, la vapeur d'eau gèle directement (givrage) sur les plantes : c'est la gelée blanche.
- La température de l'air descend au-dessous du point de rosée. Une nappe de brouillard prend alors naissance.

Nous voyons donc que le front de Rimbaud, dont la température devait être de 35 °C environ, ne pouvait accueillir ces gouttes de rosée.

La condensation de la vapeur d'eau nous est familière.

- Sur une carafe d'eau fraîche, la buée résulte de la condensation locale de la vapeur d'eau.
- Sur les vitres d'une voiture la formation de la buée est particulièrement rapide en hiver. Si quatre personnes montent dans une voiture dont le volume est de 6 m³ et

la température de 0 °C, elles vont expirer chacune environ 40 g.h⁻¹ de vapeur d'eau et l'atmosphère de la voiture sera saturée en moins de deux minutes.

- Dans la salle de bain l'air chaud est presque saturé en vapeur d'eau. Elle se condense sous forme de buée au contact du miroir plus froid ou des lunettes (ce qui nous rend d'une humeur massacrante, lorsqu'il faut se raser, ou se maquiller...).

L'humidité et notre confort

Notre confort physique dépend de l'aptitude de notre corps à évacuer la chaleur excédentaire par le mécanisme de transpiration : la vaporisation de la sueur est endothermique. Cette capacité dépend, en fait, du gradient de pression de vapeur entre notre peau (la surface d'évaporation) et l'air qui la surmonte. Plus la pression de vapeur de l'air ambiant est élevée et plus petit sera le gradient de pression de vapeur. En conséquence moins de sueur sera évaporée à la surface de notre peau. Plus l'air est humide et plus le refroidissement par transpiration sera faible. Une température de 28 °C sous un climat tropical à 80 % d'humidité est bien plus inconfortable qu'une température de 35 °C sous un climat semi-désertique à 20 % d'humidité.

En hiver, nous améliorons souvent le confort de nos habitats en installant des humidificateurs. En effet nos maisons ne sont pas des volumes hermétiquement clos et de l'air extérieur pénètre dans les pièces par le bas des portes ou les jointures des fenêtres. Si la température externe est basse, la pression de vapeur saturante est faible et l'air est sec. Dans nos pièces, cet air est réchauffé et la pression de vapeur est basse : l'atmosphère est desséchante et agresse nos muqueuses. Cet inconfort est atténué par l'installation de saturateurs.

1.3 L'ATMOSPHÈRE

Dérivé du grec *atmos* (vapeur), le mot « atmosphère » désigne l'enveloppe essentiellement gazeuse qui entoure le globe terrestre et qui s'étend de la surface du sol jusqu'à une altitude de 150 kilomètres environ. Cette enveloppe est un fluide en mouvement et d'autres planètes du système solaire possèdent également une atmosphère, mais fort différente.

La pression de l'air au niveau de la mer a longtemps servi d'unité de pression (atmosphère) ; elle décroît si l'on s'élève et vers 130 km, le vide est comparable à celui que l'on peut obtenir en laboratoire avec les meilleures pompes à vide.

Les neuf dixièmes de la masse atmosphérique constituent une pellicule de 16 km d'épaisseur, ce qui est bien mince comparée aux 6378 km du rayon terrestre.

La connaissance du champ de pression à la surface de la Terre et l'hypothèse généralement admise de l'équilibre hydrostatique permettent d'évaluer la masse de l'atmosphère terrestre (cf. p. 137). En effet, chaque mètre carré à la surface de la Terre subit une pression $P = 1013,25$ hPa qui correspond à une masse atmosphérique m égale à P/g , soit 101325/9,81 ; cette valeur, multipliée par la surface de la

Terre $4\pi \times (6\,378\,000)^2 \text{ km}^2$ nous fournit une valeur de $5,25 \cdot 10^{18} \text{ kg}$, soit la millionième partie de la masse de la Terre ($5,98 \cdot 10^{24} \text{ kg}$).

L'air atmosphérique est un mélange de gaz contenant des particules liquides et solides en suspension. Ses constituants peuvent se ranger en deux catégories :

- ceux qui ont un caractère permanent, soit par l'immuabilité de leur état physique (les gaz rares), soit par la constance de leur concentration, tout au moins dans les basses couches de l'atmosphère (l'azote par exemple),
- ceux qui n'apparaissent dans l'atmosphère qu'au cours d'un cycle durant lequel se modifie soit leur phase (vapeur d'eau), soit leur nature chimique (ozone).

La perpétuelle agitation qui affecte les 80 premiers kilomètres de l'atmosphère en homogénéise la composition : cette enveloppe est appelée homosphère. Au-dessus de 80 km, dans l'hétérosphère, les gaz sont stratifiés en fonction de leur masse moléculaire.

Dans l'homosphère, les gaz, dont les proportions restent sensiblement constantes (78,084 % de diazote, 20,946 % de dioxygène et 0,934 % d'argon pour les plus abondants) et dont l'état demeure éloigné du point critique, forment ce que l'on appelle l'air sec, considéré comme un gaz parfait et dont la masse molaire est $M = 28,966$.

1.3.1 LES CONSTITUANTS MAJEURS

Au niveau de la mer, les analyses les plus précises de la composition de l'air sec fournissent comme concentrations moyennes en volume, 20,94 % pour le dioxygène et 78,03 % pour le diazote (23,14 % et 75,63 % en masse, respectivement).

Ces concentrations sont à peu près constantes jusqu'à une altitude de 100 km en dépit de la différence de densité de l'azote, du fait du brassage permanent de l'atmosphère. Au-delà, la concentration en dioxygène décroît au profit de l'ozone et de l'oxygène atomique.

Le réservoir atmosphérique de l'azote est tellement volumineux ($\approx 4 \cdot 10^6 \text{ Gt}$) et inerte qu'il nous a longtemps caché l'importance de ses combinaisons : on comprend l'erreur commise par Lavoisier lorsqu'il baptisa l'élément (de ζοοσ : zoon, vie, précédé de l'alpha privatif).

Alors que l'importance quantitative de l'azote est négligeable dans la géosphère et dans l'hydrosphère, celle de l'oxygène l'est beaucoup moins : la croûte terrestre en contient 46,4 %, en masse, principalement sous forme d'oxydes et de silicates. La masse d'oxygène atmosphérique est estimée à $1,2 \cdot 10^6 \text{ Gt}$.

À ces deux constituants majeurs, qui représentent 98,97 %, en volume, de l'atmosphère, on peut ajouter 0,93 % d'argon. Ce gaz rare, comme tous les autres membres

de sa famille, est monoatomique et caractérisé par une très grande inertie chimique, ce qui lui vaut parfois le qualificatif de noble ou d'inerte.

Dioxygène, diazote et argon représentent donc 99,9 % de l'atmosphère.

1.3.2 LES CONSTITUANTS MINEURS NATURELS

Les constituants mineurs de l'atmosphère occupent environ un millième de son volume. Leur concentration n'est plus exprimée en % mais en ppmv : partie par million en volume. Comme nous le verrons plus loin, c'est cette fraction infinitésimale de l'atmosphère qui joue un rôle fondamental dans les mécanismes du climat.

Les constituants mineurs de l'atmosphère sont, par ordre d'abondance :

- le dioxyde de carbone (373 ppmv),
- les gaz rares, excepté l'argon ($\approx 24 \text{ ppmv}$),
- le méthane (1,4 ppmv),
- les oxydes nitreux, NO_x , (0,5 ppmv) avec le monoxyde et le dioxyde d'azote (NO et NO_2),
- les chlorofluorocarbures ou CFC (0,8 ppmv),
- l'hydrogène (0,5 ppmv),
- l'ozone ou trioxygène (0,07 ppmv dans la troposphère, 0,5 ppmv dans la stratosphère).

1.3.3 LES CONSTITUANTS ANTHROPIQUES

Exceptés les gaz rares et l'hydrogène, dont l'abondance est stable à l'échelle des temps géologiques, les autres constituants mineurs de l'atmosphère ont une concentration qui peut varier au cours du temps, parfois sous l'influence de phénomènes naturels, souvent à cause des activités humaines. Ce dernier impact n'est pas négligeable car ces gaz, en absorbant le rayonnement infrarouge, ont un effet de serre (voir voir paragraphe 2.3.1, p. 283).

Depuis la révolution industrielle la concentration en CO_2 atmosphérique augmente progressivement : vers la moitié du xvii^{e} siècle, elle était de 280 ppmv, pour atteindre 315 ppmv en 1958 et 373 ppmv en 1999. On a donc assisté, au cours de ces 200 dernières années à une augmentation d'environ 25 %, dont 10 % au cours des 30 dernières années ($1,5 \text{ ppmv} \cdot \text{a}^{-1}$, fig. 7.10, p. 257).

L'analyse des bulles d'air enchâssées dans les carottes de glace et les mesures directes actuelles montrent que la concentration du méthane dans l'atmosphère était de 0,35 ppmv il y a 22 000 ans, de 0,7 ppmv en 1 700 AD et de 1,72 ppmv en 1990. Son augmentation entre 1950 et 1980 s'est faite au taux annuel de 1,1 %, parallèlement à l'accroissement de la population mondiale. Les émissions annuelles de méthane sont estimées à $520 \text{ Mt} \cdot \text{a}^{-1}$ (fig. 7.11, p. 257).

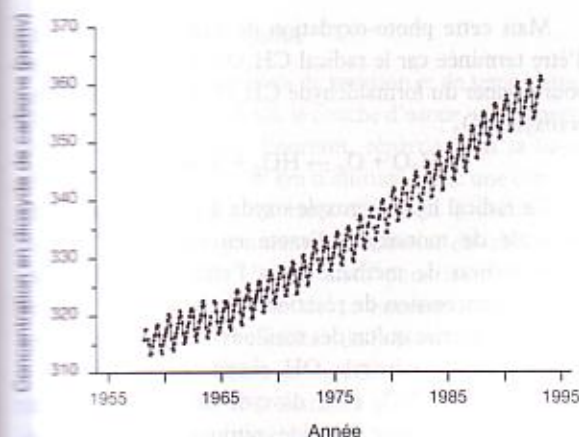


FIGURE 7.10. L'ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION EN CO₂ DE L'ATMOSPHÈRE MESURÉE À L'OBSERVATOIRE DU MAUNA LOA (HAWAÏ) ENTRE 1958 ET 1993.

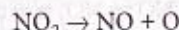
Les fréons (nom commercial des chlorofluorocarbures ou CFC) sont des composés incolores, inodores, inflammables dont les premiers représentants sont apparus comme réfrigérants dans les années 1930. Puis ils ont été massivement utilisés comme gaz propulseurs, solvants, extincteurs et agents d'expansion dans les mousses de matières plastiques jusqu'à leur interdiction récente car ils dégradent l'ozone stratosphérique. Les fréons sont conventionnellement notés *Fab_c*, où *a* = (nombre de C) - 1, *b* = (nombre de H) - 1 et *c* = nombre de F. Si *a* est égal à 0, il est omis dans la formule. Les membres les plus importants du groupe sont le Fréon 12 (dichlorodifluorométhane) et le Fréon 113 (trichlorotrifluoroéthane).

1.3.4 L'OZONE TROPOSPHÉRIQUE

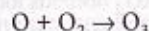
L'ozone ou trioxygène O₃, découvert en 1839 par Christian Friedrich Schönbein, est un gaz légèrement bleuté, odorant (du grec οζειν : exhiler une odeur), à l'odeur âcre que l'on peut détecter lors de sa formation dans les décharges électriques (foudre, soudure électrique à l'arc, courts-circuits...). Ce gaz est le seul constituant atmosphérique capable de filtrer le rayonnement UV entre 240 et 300 nanomètres de longueur d'onde.

Corps simple, formé de trois atomes d'oxygène, l'ozone est un gaz qui occupe deux réservoirs de tailles inégales à la surface de la Terre : le premier (97 % de l'ozone total), stratosphérique, dont la dégradation annuelle est inquiétante (voir paragraphe 1.3.5 p. 259), le second, troposphérique, dont l'accroissement, lié aux activités humaines, ne peut pas compenser la diminution du premier, les contenus des deux réservoirs étant trop disproportionnés.

L'ozone troposphérique est un polluant secondaire, formé à partir des polluants primaires que sont les oxydes d'azote NO_x et les constituants organiques volatils. Il existe dans la troposphère, où une photolyse du dioxyde d'azote dissocie le dioxyde d'azote en monoxyde d'azote et en oxygène atomique :



Celui-ci réagit avec l'oxygène moléculaire pour donner de l'ozone :



qui peut ensuite ré-oxyder le monoxyde d'azote en dioxyde d'azote :

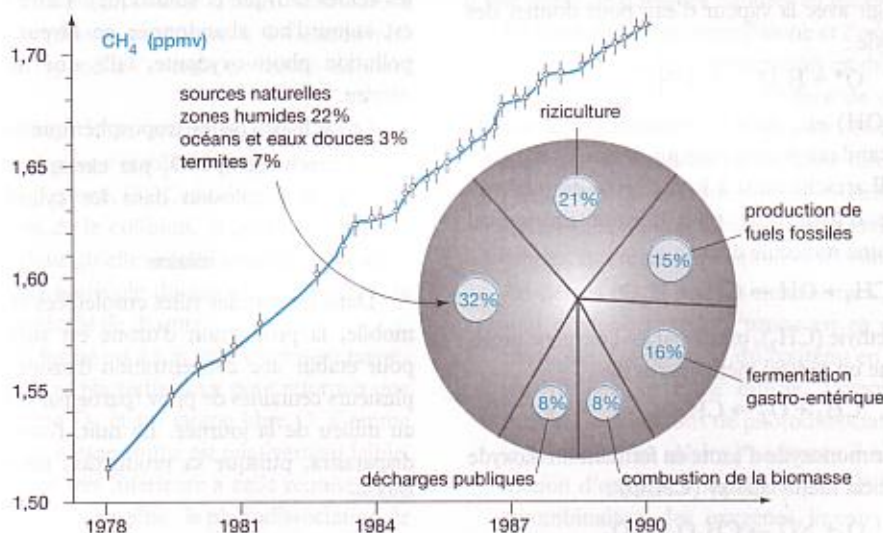


FIGURE 7.11. L'AUGMENTATION DU TAUX DE MÉTHANE ATMOSPHÉRIQUE ET SON ORIGINE.

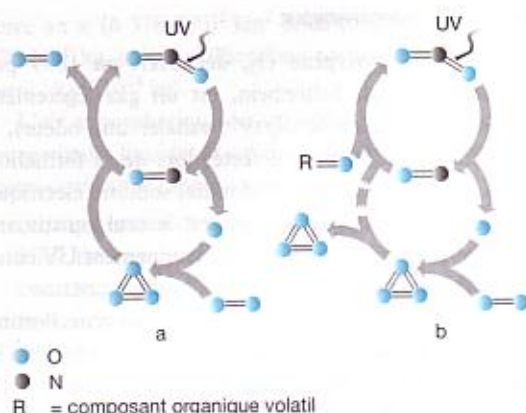
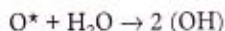


FIGURE 7.12. LA CYCLE DE L'OZONE TROPOSPHÉRIQUE : à gauche le cycle « normal », à droite l'action des composants organiques volatils.

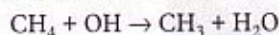
On obtient ainsi un ensemble de réactions constituant un équilibre dynamique entre NO_2 , NO et O_3 . La concentration d'ozone formée serait très faible s'il n'existait pas un autre moyen d'oxyder NO en NO_2 sans consommer d'ozone (fig. 7.12a).

C'est le rôle que remplissent les radicaux libres, comme les radicaux peroxy RO_2 obtenus lors de l'oxydation des composés organiques volatils, qui brisent ce cycle, et conduisent à l'accumulation d'ozone (fig. 7.12b).

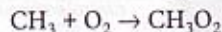
La photolyse de l'ozone, par des photons suffisamment énergétiques ($290 \text{ nm} < \lambda < 310 \text{ nm}$), donne de l'oxygène moléculaire O_2 et de l'oxygène atomique à l'état excité O^* qui peut réagir avec la vapeur d'eau pour donner des radicaux hydroxyle :



Ce radical (OH) est, dans l'atmosphère, le réactif le plus énergétique, car il réagit avec presque toutes les molécules organiques. Il arrache ainsi à la molécule de méthane CH_4 un atome d'hydrogène pour former un radical méthyle CH_3 et une molécule d'eau :



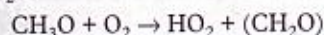
Le radical méthyle (CH_3) , oxydé par de l'oxygène moléculaire O_2 , donne un radical méthylperoxy



qui peut oxyder le monoxyde d'azote en formant du dioxyde d'azote et un radical méthylalkoxy (CH_3O) :



Mais cette photo-oxydation de l'atmosphère est loin d'être terminée car le radical CH_3O réagit avec l'oxygène pour donner du formaldéhyde CH_2O et un radical hydroperoxy HO_2 :



Ce radical hydroperoxy oxyde à son tour une autre molécule de monoxyde d'azote en dioxyde d'azote et l'introduction de méthane dans l'atmosphère provoque donc une succession de réactions en chaîne dont nous ne venons de décrire qu'un des maillons.

Le radical hydroxyle OH réagit également avec le dioxyde d'azote NO_2 et le dioxyde de soufre SO_2 pour former respectivement les acides nitrique HNO_3 et sulfurique H_2SO_4 . Dans les zones très polluées, certains des produits formés par oxydation atteignent rapidement le point de saturation. Ils se condensent alors pour former un aérosol appelé *smog* (contraction de l'anglais *smoke*, « fumée » et *fog*, « brouillard ») responsable d'effets physiopathologiques et de l'altération des monuments.

La concentration d'ozone troposphérique, qui provoque une irritation des yeux et des voies aériennes supérieures par altération des fonctions cellulaires des muqueuses, facilite l'action d'autres polluants comme le dioxyde de soufre : on parle alors de synergie entre les deux polluants.

La réponse des plantes varie considérablement d'une espèce à l'autre : chez les espèces les plus sensibles (avoine, haricot, noyer, oignon, radis...) elle se traduit par des phénomènes de sénescence et de réduction de la durée du cycle végétatif. Au début des années 80, le dépérissement des forêts d'Europe occidentale fut exclusivement attribué aux pluies acides (acidification des précipitations par les acides nitrique et sulfurique). Cette hypothèse unique est aujourd'hui abandonnée en faveur de l'action de la pollution photo-oxydante, telle que nous venons de la décrire.

Le cycle de l'ozone troposphérique est piloté par :

- les précurseurs, NO_2 par exemple, qui se fabriquent lors de l'explosion dans les cylindres des moteurs d'automobiles,
- le rayonnement solaire.

Dans les grandes villes ensoleillées et à fort trafic automobile, la production d'ozone est suffisamment grande pour établir une concentration d'ozone aux alentours de plusieurs centaines de ppbv (partie par milliard, en volume) au milieu de la journée. La nuit, l'ozone troposphérique disparaît, puisque sa production nécessite de l'énergie solaire.

1.3.5 L'OZONE STRATOSPHERIQUE

Ramenée aux conditions de pression et de température qui règnent au niveau du sol, la couche d'ozone, n'occuperait que 3 mm d'épaisseur. Pourtant, répartie dans la haute atmosphère entre 10 et 70 km d'altitude (avec une concentration maximale vers 40 km), elle suffit à absorber la majeure partie du rayonnement ultraviolet de très courte longueur d'onde (les UV-B), nocif pour les organismes vivants. La faible épaisseur de ce bouclier nous montre l'extrême précarité de l'équilibre de la biosphère.

Dobson qui, en 1924, construisit le premier spectrographe ultraviolet spécifiquement destiné à la mesure de l'ozone a laissé son nom à une unité qui permet d'évaluer la hauteur réduite de l'ozone dans l'atmosphère (épaisseur d'ozone calculée en supposant que toutes les molécules d'O₃ contenues dans une colonne verticale de 1 cm² de section, sont ramenées à la pression de 1 atmosphère et à la température de 20 °C) : une unité Dobson, ou plus généralement un Dobson représente une épaisseur réduite d'ozone égale à 300 m (10 µm). Autrement dit les 3 mm actuels correspondent à 300 Dobson.

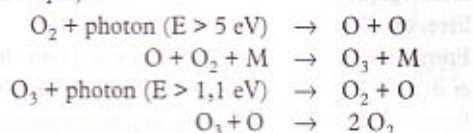
Le mécanisme responsable de la création de l'ozone dans l'atmosphère, connu sous le nom de cycle de Chapman, est initialisé (ou amorcé) par la dissociation de la molécule de dioxygène O₂ par le rayonnement solaire. Ce processus de photodissociation résulte de l'absorption par O₂ d'un photon dont l'énergie est suffisante pour dissocier la molécule en la portant dans un état de vibration aboutissant à la rupture de la liaison entre les deux atomes. L'énergie des photons étant inversement proportionnelle à la longueur d'onde du rayonnement, la photodissociation se produit dès que la longueur d'onde devient inférieure à 240 nm (énergie du photon supérieure à 5 électronvolts [eV]), seuil qui correspond à l'énergie de liaison de deux atomes d'oxygène.

Lors de la collision d'un atome et d'une molécule d'oxygène, une liaison peut s'établir qui engendre la formation d'une molécule d'ozone, O₃. Cette formation se fait en deux étapes car, lors de la collision, la molécule d'ozone vibre intensément. Pour qu'elle se stabilise, il lui faut entrer en collision avec une molécule du gaz atmosphérique, le plus souvent une molécule de diazote.

L'ozone une fois formé est à son tour soumis au rayonnement solaire et peut se photodissocier pour reformer une molécule de dioxygène O₂ et un atome libre O. Comme cette liaison avec le troisième atome est relativement faible, l'énergie nécessaire est très inférieure à celle requise pour dissocier la molécule de dioxygène : la photodissociation de l'ozone intervient dès que la longueur d'onde est inférieure à 1130 nm (énergie supérieure à 1,1 eV). Chimiquement

l'ozone ne peut réagir avec le diazote mais peut se recombinaison avec l'oxygène atomique pour reformer deux molécules de dioxygène.

Le cycle de Chapman peut se résumer (avec M = gaz atmosphérique) :



Ce cycle, qui établit le lien entre rayonnement solaire et ozone, permet ainsi d'expliquer la présence de l'ozone dans la haute atmosphère. Peu de photons ont une énergie supérieure à 5 eV : ils disparaissent avec chaque absorption. Au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans l'atmosphère, ce flux de photons énergétiques va donc diminuer, mais, comme le nombre de molécules de dioxygène augmente, le taux de production d'atomes libres d'oxygène atteint son maximum à quelques dizaines de kilomètres d'altitude. Les photons moins énergétiques ($E > 1,1 \text{ eV}$) pénètrent plus profondément dans l'atmosphère et dissocient les molécules d'ozone.

Lorsque le Soleil est au zénith, 10 millions de molécules d'oxygène par centimètre cube sont détruites chaque seconde vers 45 kilomètres d'altitude. Cela peut paraître énorme, mais la taille du réservoir de dioxygène est tel qu'il faudrait 160 ans, et cela en supposant une illumination continue, pour l'épuiser totalement. Ce processus de dissociation est donc un processus lent.

La formation d'ozone par recombinaison entre l'oxygène atomique et le dioxygène, et la photodissociation de l'ozone sont par contre des phénomènes extrêmement rapides, d'une durée de quelques minutes au maximum.

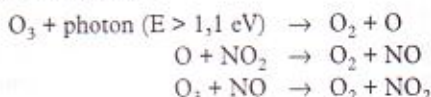
La recombinaison entre l'ozone et l'oxygène atomique, qui transforme ces deux constituants en dioxygène, est une réaction relativement lente qui dure de quelques heures vers 50 km d'altitude à plusieurs années à basse altitude. Ce processus photochimique est donc directement dépendant de l'intensité du rayonnement solaire.

On est ainsi conduit à distinguer trois régions, d'altitudes différentes, qui régissent l'équilibre d'ozone.

— Au-dessus de 50 km, les mécanismes photochimiques sont prépondérants et l'ozone est en équilibre photochimique. La variation du contenu en ozone est étroitement liée au cycle diurne. Lorsque le Soleil se couche, les réactions de photodissociation induites par le rayonnement solaire s'arrêtent : il n'y a plus de formation d'oxygènes impairs (O₃ et O). Mais comme la recombinaison des oxygènes impairs (O₃ et O) est lente, le contenu total du réservoir reste pratiquement constant.

- Au-dessous de 30 km, c'est la dynamique de l'atmosphère qui contrôle la distribution de l'ozone. Dès 1920, la variabilité de l'abondance de l'ozone stratosphérique est mise en évidence et corrélée avec les conditions météorologiques. Cette variation relative, souvent journalière, est d'environ 20 % (50 à 80 Dobson).
- Entre 30 et 50 km, les deux processus photochimique et dynamique sont d'importance égale et l'équilibre de l'ozone y devient nécessairement plus complexe.

Théoriquement le cycle de Chapman est en équilibre dynamique, mais la réaction de dissociation ($O_3 + O \rightarrow 2 O_2$) n'est cependant pas assez efficace pour expliquer la faible abondance de l'ozone dans la stratosphère. D'autres phénomènes doivent intervenir et vers 1970 Crutzen et Johnston mettent en évidence le rôle important des oxydes d'azote (NO_x), essentiellement le monoxyde d'azote ou oxyde nitrique (NO) et le dioxyde d'azote (NO_2). Ces oxydes agissent dans des cycles catalytiques de destruction et chaque molécule NO peut servir des milliers de fois dans ces cycles qui transforment deux molécules d'ozone en trois molécules de dioxygène :



La molécule de NO_2 est restituée à la fin du cycle, et ceci jusqu'à sa destruction.

L'atmosphère étant constituée à 99 % par un mélange de molécules d'azote N_2 et d'oxygène O_2 , les oxydes d'azote sont produits chaque fois que la température est suffisamment élevée (combustion dans la troposphère ou dans les réacteurs d'avion, explosion nucléaire dans l'atmosphère, foudre...).

En 1985, en Antarctique, on observa pour la première fois que la quantité d'ozone surplombant ce continent avait notablement diminué. Cette découverte fit l'effet d'une bombe. Selon les mesures effectuées par Joseph Farman et ses collaborateurs à la station scientifique britannique de Halley Bay, plus de la moitié de l'ozone antarctique disparaissait pendant le printemps austral. Ces conclusions furent confirmées par des mesures provenant d'autres stations antarctiques, parfois fort éloignées. Pendant l'été austral la quantité d'ozone remontait, mais ce changement était si peu attendu que les données du spectrophotomètre T.O.M.S. (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) embarqué à bord du satellite Nimbus-7 (lancé en 1978) avaient été rejetées, car jugées trop faibles et attribuées à des erreurs de l'instrument. La publication des résultats de Farman entraîna le réexamen des données satellitaires et la mise en évidence du développement du trou d'ozone à chaque printemps depuis 1979.

Le trou d'ozone se creuse d'un printemps austral à l'autre. Environ 70 % de la quantité d'ozone antarctique (soit près de 3 % de la quantité totale de l'atmosphère terrestre) disparaissent entre les mois de septembre et d'octobre, la dégradation des molécules ayant surtout lieu dans la basse stratosphère (entre 12 et 30 km).

De nombreuses théories ont été proposées pour expliquer la formation du trou d'ozone. Celle qui rallie la majorité des spécialistes de l'atmosphère fait intervenir des molécules chlorées. Elle stipule que le chlore atmosphérique provient essentiellement des chlorofluorocarbures (CFC), composés chimiquement inertes qui subsistent entre 58 (CFC 11) et 520 ans (CFC 115) dans l'atmosphère. Deux autres composés, dont la production est loin d'être négligeable, accompagnent les CFC. Il s'agit du tétrachlorure de carbone CCl_4 (830 000 t.a⁻¹) et le trichloroéthane CH_3CCl_3 (545 000 t.a⁻¹).

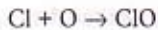
Il existe une source naturelle de composés chlorés : chaque année les océans et les volcans émettent une masse de 210 millions de tonnes d'équivalent chlore dans l'atmosphère, essentiellement sous forme de chlore moléculaire Cl_2 et d'acide chlorhydrique HCl. Mais ces composés sont solubles dans l'eau et seule une infime fraction peut un jour atteindre la stratosphère. Seul, parmi les composés halogénés organiques sécrétés par le plancton sous forme d'aérosols (voir paragraphe 1.3.7), le chlorure de méthyle CH_3Cl , composé stable et non soluble dans l'eau peut diffuser vers la haute atmosphère. On estime à 5 millions de tonnes par an cette production, ce qui est négligeable par rapport aux 210 millions de tonnes de composés chlorés naturels.

Utilisés comme réfrigérants dans les systèmes de climatisation et les réfrigérateurs, comme gaz propulseurs dans les bombes aérosols, comme solvants pour le nettoyage des cartes électroniques et comme agents moussants dans les mousses synthétiques, 14,9 millions de tonnes de CFC ont été produites entre 1931 et 1985. Une estimation pour 1985 conduit au chiffre de 1,15 millions de tonnes pour l'ensemble de la production mondiale.

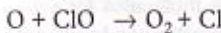
Bien qu'un protocole visant à restreindre les émissions futures ait été signé à Montréal en 1987 par la plupart des pays producteurs et consommateurs de CFC, la grande stabilité de ces composés fait qu'ils subsisteront pendant un siècle encore dans l'atmosphère.

Tôt ou tard ces CFC rejoignent l'atmosphère : quasi instantanément lors des phases de production ou lors de l'utilisation des bombes aérosols, une dizaine d'années plus tard lors de la mise au rebut des biens de consommation.

La destruction, par les rayonnements ultraviolets du Soleil, des molécules de CFC libère du chlore, dont une partie réagit avec l'oxygène pour former du monoxyde de chlore :



Ces espèces chlorées (Cl et ClO) peuvent elles aussi détruire l'ozone dans le cycle :



La encore, il y a transformation de deux molécules d'ozone en trois molécules de dioxygène, et le chlore peut servir des dizaines de milliers de fois.

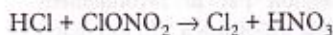
Cependant le chlore et le monoxyde de chlore, très réactifs, interagissent avec d'autres molécules pour donner des composés stables nommés « réservoirs de chlore » : avec le méthane le chlore libre forme du chlorure d'hydrogène HCl, avec le dioxyde d'azote NO_2 le monoxyde de chlore forme du nitrate de chlore ClONO_2 . Ces réservoirs de chlore ne sont pas directement responsables de la destruction de l'ozone, car le chlore y est chimiquement inerte.

Comment du chlore libre, élément essentiel de la destruction de la couche d'ozone peut-il donc être disponible ? Ce sont les nuages stratosphériques polaires qui nous l'expliquent.

Au mois de juin débute l'hiver antarctique. Entouré de milliers de kilomètres carrés d'océan, l'Antarctique connaît une circulation atmosphérique très régulière. En hiver (de juin à août) un tourbillon d'air, appelé vortex, se développe autour du continent, l'isole et refroidit l'atmosphère surplombant la calotte glaciaire. La stratosphère au-dessus de l'Antarctique, alors isolée du reste de l'atmosphère, devient un énorme vase clos propice à de nombreuses réactions chimiques.

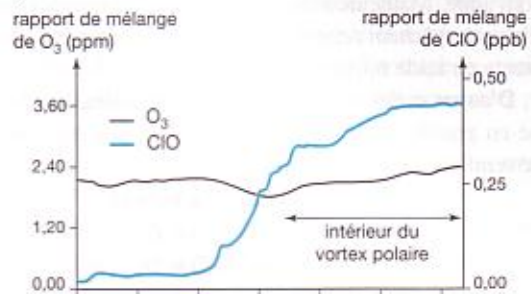
Bien que l'air soit relativement sec, les très basses températures (-80°C) qui règnent dans cette zone engendrent des nuages stratosphériques polaires formés de cristaux de glace d'une taille de 2 à 10 μm . Ces nuages jouent un rôle déterminant dans la disparition de l'ozone antarctique parce que leur surface active le chlore et qu'ils piègent les molécules azotées, inhibant ainsi la formation des réservoirs inertes de chlore. Les espèces azotées sont séquestrées dans les cristaux de glace qui sont suffisamment lourds pour quitter la stratosphère et sédimenter dans les basses couches de l'atmosphère.

Au mois d'août, lorsque la température hivernale est minimale, le chlorure d'hydrogène se combine au nitrate de chlore pour engendrer du chlore moléculaire et de l'acide nitrique :



Fin septembre, au début du printemps de l'hémisphère austral, les rayonnements solaires dissocient le chlore moléculaire en atomes de chlore, très réactifs, qui jouent un rôle majeur dans le cycle catalytique de destruction de l'ozone :

a) fin août



b) mi-septembre

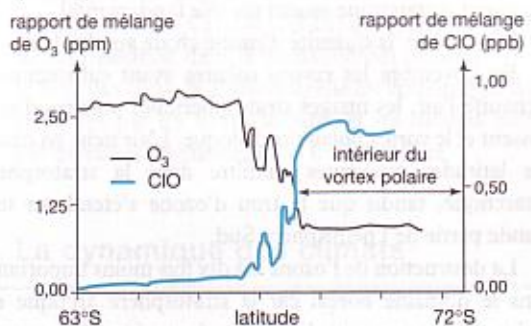
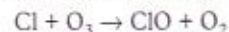


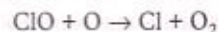
FIGURE 7.13. L'ÉVOLUTION DE LA TENEUR EN OZONE ET EN MONOXYDE DE CHLORE AU COURANT DU MOIS DE SEPTEMBRE (FIN DE L'HIVER AUSTRAL).



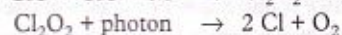
Ce cycle commence quand un atome de chlore dissocie une molécule d'ozone en formant du monoxyde de chlore ClO et une molécule d'oxygène (fig. 7.13) :



Quand le monoxyde de chlore réagit avec un atome d'oxygène (produit par la photodissociation d'une autre molécule d'ozone), il libère du chlore, qui peut catalyser un nouveau cycle :



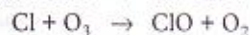
Une filière parallèle est celle du dimère Cl_2O_2 :



Le cycle catalytique ClO-ClO joue un rôle prépondérant et, de fait, un seul atome de chlore est capable de détruire des milliers de molécules d'ozone avant de rencontrer un composé azoté ou hydrogéné qui l'inactivera. Si du dioxyde d'azote NO_2 était présent, il se combinerait rapidement au monoxyde de chlore pour piéger le chlore sous forme de

nitrate de chlore ClONO_2 , ce qui stopperait alors le cycle catalytique. Malheureusement les nuages stratosphériques polaires empêchent cette réaction en transformant le dioxyde d'azote en acide nitrique HNO_3 .

D'autres cycles font intervenir le brome, élément chimique en grande partie anthropique (agriculture, extincteurs d'incendies...) :



On voit donc que ces réactions font partie d'un ensemble d'une rare complexité où les très basses températures du continent Antarctique jouent un rôle fondamental.

En octobre, la quantité d'ozone chute au plus bas.

En novembre les rayons solaires ayant suffisamment réchauffé l'air, les nuages stratosphériques polaires disparaissent et le vortex polaire se disloque. L'air riche en ozone des latitudes moyennes s'infiltre dans la stratosphère antarctique, tandis que le trou d'ozone s'étend sur une grande partie de l'hémisphère Sud.

La destruction de l'ozone est dix fois moins importante dans le domaine boréal car la stratosphère arctique est moins froide, ce qui limite la formation des nuages stratosphériques polaires, et le tourbillon polaire y est plus éphémère.

1.3.6 LA STRATIFICATION DE L'ATMOSPHÈRE

Longtemps, l'homme a dû se contenter de mesurer la pression, la température et la vitesse du vent là où il vivait habituellement. La prospection de l'atmosphère suivant la verticale débuta le jour où les physiciens transportèrent leurs instruments de mesure au sommet des montagnes : le puy de Dôme, avec Blaise Pascal et le mont Blanc, avec Horace Bénédict de Saussure, ont ainsi acquis une célébrité scientifique. L'exploration de l'atmosphère libre débuta au XIX^e siècle lors d'ascensions effectuées en ballon et ce procédé d'investigation, perfectionné par Teisserenc de Bort, permit la découverte de la stratosphère en 1899. Aujourd'hui, les fusées météorologiques permettent d'explorer l'atmosphère jusque vers 150 km. Toutes ces données sont évidemment complétées par les observations satellitaires.

L'expérience montre que l'air a une masse volumique toujours décroissante vers le haut, ce qui revient à rejeter à l'infini la limite théorique de l'atmosphère. En moyenne la moitié de l'atmosphère se situe au-dessous de 5 500 m, le 9/10 au-dessous de 16 100 m et les 99/100 au-dessous de 31 km.

À très haute altitude, les mesures de la pression atmosphérique montrent qu'elle est de l'ordre de 80 Pa à 50 km, $32 \cdot 10^{-3}$ Pa à 100 km et $8,8 \cdot 10^{-6}$ Pa à 300 km. La hauteur

limite de l'atmosphère se situe dans une zone de transition assez épaisse (entre 500 et 800 km d'altitude), d'où les molécules peuvent s'échapper vers l'espace sans que des chocs avec d'autres molécules les renvoient vers l'atmosphère. L'observation et l'étude des aurores polaires, météores les plus élevés, conduisent également à fixer cette limite supérieure aux environs de 800 km.

Après bien des controverses, une stratification verticale de l'atmosphère fondée sur la température fut recommandée par l'Union internationale de géodésie et de géophysique en 1960. On distingue ainsi diverses régions dans l'atmosphère (cf. fig. 3.36 p. 138).

La plus basse est la troposphère, où la température décroît en moyenne de $6,5 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ jusqu'à un niveau appelé tropopause à partir duquel elle cesse de décroître ou décroît très faiblement : la température atteint alors $-60 \text{ }^\circ\text{C}$ environ. On peut considérer que les météores sont pratiquement tous observés dans cette région qui s'étend jusque vers 8 km aux pôles, et 15 km sous les tropiques. Le gradient négatif de la température troposphérique est lié au fait que la principale source de chaleur de cette enveloppe est la surface du sol.

Au-delà de la tropopause s'étend la stratosphère, région où la température, tout d'abord peu variable jusque vers 25-30 km, augmente ensuite jusqu'aux environs de 50 km (stratopause), pour atteindre un maximum de l'ordre de 0°C . L'accroissement de la température dans la stratosphère résulte essentiellement de l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet par l'ozone. La plus forte température de la stratopause est atteinte dans les régions polaires au cours de l'été local lorsque l'insolation est permanente.

Au-dessus de la stratopause s'étend la mésosphère dont l'épaisseur est d'environ 35 km. Cette couche est la plus froide de l'atmosphère car il y a peu d'air pour capter sous forme de chaleur l'énergie fournie par le Soleil. Directement croissante avec la quantité de gaz, la température de la mésosphère atteint un minimum de température de $-95 \text{ }^\circ\text{C}$ vers 80 km (altitude de la mésopause). Contrairement à ce qui se passe à la stratopause, la température de la mésopause atteint sa plus faible valeur ($-125 \text{ }^\circ\text{C}$) durant l'été local dans les régions polaires.

Au-delà de 80 km, dans la thermosphère, la température croît constamment pour atteindre, en moyenne, $580 \text{ }^\circ\text{C}$ à 200 km, et $730 \text{ }^\circ\text{C}$ à 750 km. L'atmosphère est chauffée dans cette région par le rayonnement ultraviolet de longueur d'onde inférieure à 175 nm. Ce rayonnement très énergétique (un photon possède une énergie proportionnelle à sa fréquence, $E = h\nu$) ionise l'atmosphère, et suivant les conditions de l'activité solaire la température peut atteindre plus de $1\,800 \text{ }^\circ\text{C}$. Cela ne veut pas dire qu'il y fait « chaud », mais simplement que les quelques molécules ou

atomes par centimètre cube y ont une énergie cinétique élevée : les excursions hors de leur cabine spatiale de nos astronautes sont là pour le prouver.

D'un point de vue différent, celui des radiophysiciens, on appelle neutrosphère la région inférieure de l'atmosphère où la concentration des électrons est insignifiante. La neutropause, vers 60-70 km, sépare la neutrosphère de l'ionosphère où la concentration en électrons libres devient importante : un photon d'énergie supérieure au seuil d'ionisation de la molécule peut arracher un électron à cette molécule, créant ainsi un ion positif.

Si Balfour Stewart, dès 1882, prévoyait l'existence d'une couche conductrice dans la haute atmosphère pour expliquer la variation diurne du champ magnétique terrestre observée au sol, il fallut attendre encore une vingtaine d'années pour que cette idée soit reprise en vue d'interpréter la première liaison hertzienne entre l'Europe et l'Amérique effectuée par Guglielmo Marconi : cette couche conductrice joue le rôle de réflecteur pour les ondes radioélectriques et permet la transmission sur de grandes distances malgré la courbure de la Terre.

Au-delà de 2 000 km, les ions constituent la majorité des particules en présence et leur libre parcours moyen devient si important que les lois de la physique des gaz ne s'appliquent plus : nous sommes en présence d'un plasma froid et non thermique où chaque molécule se conduit à peu près comme une particule balistique et certaines peuvent s'échapper vers l'espace. Elles sont dans la magnétosphère où le magnétisme supplante la gravitation.

Des électrons et des protons, d'énergie cinétique considérable, sont piégés dans les lignes de force du champ magnétique terrestre dans des zones qu'on appelle les ceintures de Van Allen. Celles-ci forment une barrière protectrice contre les rayonnements cosmiques (cf. fig. 3.37, p. 139).

1.3.7 LES AÉROSOLS

Les aérosols sont de petites particules en suspension dans l'air, qui ne peuvent être observées qu'à l'aide d'un microscope électronique à balayage. Ces petites particules, dont le diamètre est inférieur au micromètre, sont si légères que le moindre souffle d'air suffit à les maintenir en suspension et à les empêcher de décanter sur le sol.

Un aérosol typique est celui qui flotte dans une pièce fermée enfumée. Après la pluie l'atmosphère devient beaucoup plus transparente et le regard porte plus loin : cela provient tout simplement du fait que les gouttes de pluie ont entraîné avec elles vers le sol les particules d'aérosols atmosphériques.

La tension superficielle de l'eau de mer est inférieure à celle de l'eau pure et favorise non seulement la formation

des embruns, mais aussi le piégeage de bulles d'air. Celles-ci, associées aux bulles émises par l'activité photosynthétique, sont soumises à la poussée d'Archimède et viennent éclater à la surface de l'eau en propulsant dans l'atmosphère marine des gouttelettes chargées de sels qui seront emportées par le vent.

L'action de ces aérosols, longtemps méconnue, intervient dans nombreux phénomènes :

- elle véhicule à l'intérieur des continents des éléments chimiques nécessaires au développement des végétations,
- dans les zones de haute productivité planctonique, elle propulse dans l'atmosphère du sulfure de diméthyle $((CH_3)_2S)$, du chlorure, de l'iode et du bromure de méthyle $(CH_3Cl, CH_3I \text{ et } CH_3Br)$ qui servent de germes de condensation dans la formation des nuages,
- le long des côtes de Provence, elle est responsable de la pollution par les hydrocarbures et les métaux lourds des premiers kilomètres de la frange côtière.

2. La dynamique des climats

L'atmosphère terrestre, fine pellicule de gaz dont l'épaisseur ne vaut que le centième du rayon de la Terre, est un fluide en perpétuel mouvement qui transporte et dissipe la chaleur engendrée par le moteur solaire de notre planète. La Terre recevant plus d'énergie solaire aux basses qu'aux hautes latitudes, un système dynamique formé par l'atmosphère et l'océan transfère la chaleur de l'équateur aux pôles et engendre les climats.

Les premières analyses de cette dynamique ont été réalisées par les grands navigateurs des xv^e et xvi^e siècles. Il nous en reste des termes et des unités de marine : la vitesse du vent est parfois exprimée en nœuds (1 nœud = 1 mille nautique par heure = 1852 m.h^{-1}).

2.1 LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE

La circulation atmosphérique, phénomène plus ou moins complexe qui régit en partie nos climats, obéit à des lois physiques qui dépendent essentiellement des gradients de pression. Les vents sont la perception la plus simple de cette dynamique.

Le vent est un mouvement horizontal de l'air qui tend à éliminer la différence de pression qui existe entre deux régions, l'une de hautes pressions, l'autre de basses pressions. Parce que la pression atmosphérique est directement dépendante de la densité, ces mouvements horizontaux sont toujours associés, dans une certaine mesure à des mouvements verticaux.

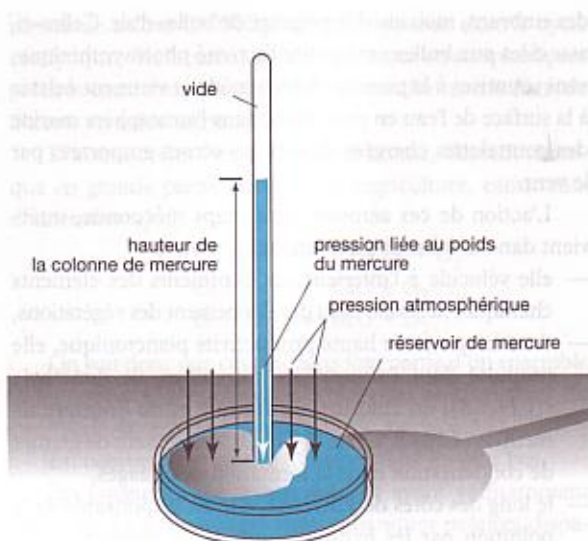


FIGURE 7.14. LE BAROMÈTRE À MERCURE.

Si la Terre était immobile, le vent s'écoulerait en ligne droite, et si elle était parfaitement lisse la force des vents serait supérieure à celle que nous connaissons. Les vents sont contrôlés par les trois facteurs suivants :

- le gradient de pression atmosphérique,
- la force de Coriolis,
- les forces de frottement.

2.1.1 LA PRESSION ATMOSPHÉRIQUE

L'air exerce une force à la surface de tout objet avec lequel il est en contact. La pression atmosphérique est la mesure de cette force par unité de surface. Les molécules qui constituent un gaz sont toujours en mouvement rapide et désordonné, et chaque molécule exerce une action lorsqu'elle rentre en collision avec un objet. La pression totale de l'air provient des actions de toutes les molécules en contact avec un objet à l'instant considéré.

La pression atmosphérique en une localité donnée de la surface terrestre est égale au poids par unité de surface de la colonne d'air au-dessus de cette localité.

Au niveau de la mer, la pression atmosphérique moyenne est de 1013,25 hPa, équivalent pratiquement à l'action de contact d'une masse de 1 kg par cm². L'action de l'atmosphère qui s'exerce sur le toit d'une maison d'une superficie de 200 m² au sol équivaut donc à 2 000 tonnes. Mais celle-ci ne s'effondre pas car, en un point donné, la pression

est égale dans toutes les directions (vers le bas, vers le haut, latéralement et à l'intérieur des matériaux). La pression de l'air à l'intérieur de la maison contrebalance exactement la pression extérieure. Il en va de même pour notre corps.

La pression atmosphérique est mesurée à l'aide d'un baromètre, et la première mesure fut effectuée en 1644 par Evangelista Torricelli à l'aide d'un baromètre à mercure (fig. 7.14). En 1658, suite à la célèbre excursion du Puy-de-Dôme, Blaise Pascal démontra que la pression atmosphérique décroît avec l'altitude. Cette décroissance n'est pas linéaire car l'air est un fluide compressible et cette compressibilité fait que la moitié de la masse de l'atmosphère occupe les 5,5 premiers kilomètres d'altitude.

Nous savons tous que lors de l'ascension d'une montagne la respiration devient plus difficile. Ceci n'est pas dû à une variation de la composition de l'atmosphère mais à une diminution de la pression atmosphérique. L'air au niveau de la mer et l'air au sommet de l'Everest contiennent le même pourcentage d'oxygène (≈ 20,9 %), mais la pression atmosphérique au sommet de l'Everest ne vaut que 38 % de celle au niveau de la mer : la pression partielle d'oxygène de l'air inhalé n'est donc que du tiers de la normale et engendre des malaises bien connus.

Sur une carte météorologique, la pression atmosphérique est représentée par des isobares, lignes d'égale pression et, comme sur une carte topographique, l'espacement de ces isobares détermine le gradient. Étant donné que la pression atmosphérique ne varie pas seulement horizontalement mais aussi verticalement, sa représentation s'effectue sur un plan de référence dont l'altitude est constante, généralement le niveau de la mer (fig. 7.15, p. 265). Cette correction s'effectue à l'aide de la formule de Laplace, sachant que la diminution de pression lorsqu'on s'élève est de l'ordre de 1 hPa pour 8 mètres et que la diminution de température est de 0,65 °C pour 100 mètres :

$$h_s - h_b = \frac{RT_{vm}}{M_a g} \ln \left(\frac{P_b}{P_s} \right)$$

h_s et h_b sont respectivement les altitudes en mètres du sommet et de la base de la couche considérée, P_s et P_b les pressions correspondantes, T_{vm} la température virtuelle moyenne au sein de cette couche exprimée en Kelvin et g l'accélération de la pesanteur exprimée en m.s⁻², R la constante des gaz parfaits et M_a la masse molaire de l'atmosphère (cf. formule 3.10, p. 137).

Depuis que les mesures de pression atmosphérique ont été effectuées de manière quelque peu organisée, vers le milieu du XIX^e siècle, l'on s'est aperçu que la valeur n'était pas la même en tous les points de mesure : il existe des régions où la pression présente un minimum relatif, ce sont les dépressions, et d'autres où la pression présente un

maximum relatif, ce sont les anticyclones. La plus basse pression jamais enregistrée (870 hPa), l'a été le 12 octobre 1979 dans l'œil du cyclone Tip au NW de l'île de Guam (océan Pacifique) et la plus haute (1 083,84 hPa), le 31 décembre 1968 à Agata (Sibérie).

2.1.2 LES FORCES DE CORIOLIS ET DE FROTTEMENT

Toute masse fluide en mouvement à la surface de la Terre est influencée par un phénomène, appelé la force de Coriolis, qui dévie sa trajectoire vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. La déviation par la force de Coriolis est parfois dite *cum sole*, car c'est aussi le sens de la trajectoire journalière du Soleil dans le ciel : vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud.

En climatologie, l'importance de la force de Coriolis est fondamentale quant aux trajectoires des fluides atmosphériques, mais aussi des fluides océaniques. Elle dévie, par

exemple, le courant chaud de surface du Gulf Stream vers les côtes européennes. De part et d'autre de l'océan Atlantique, deux villes situées à des latitudes voisines comme Montréal et Bordeaux subissent ainsi des climats hivernaux fort différents.

La surface de notre planète n'est pas lisse, et la vitesse du vent est ralentie par la végétation, les reliefs et les constructions faites par l'homme. Le frottement d'un fluide est exprimé par sa viscosité, qui peut être de deux types, moléculaire et/ou tourbillonnaire.

Dans le cas de l'atmosphère, l'essentiel du ralentissement de la vitesse du vent est dû aux turbulences. Ce phénomène nous explique la morphologie des systèmes dunaires (dépôt des grains de sable « sous le vent »), est exploité par l'homme (paraneiges) et s'observe au travers du refroidissement venteux lié à la température apparente.

Lorsque dans un véhicule roulant à vive allure on expose son bras par la fenêtre la température apparente est plus

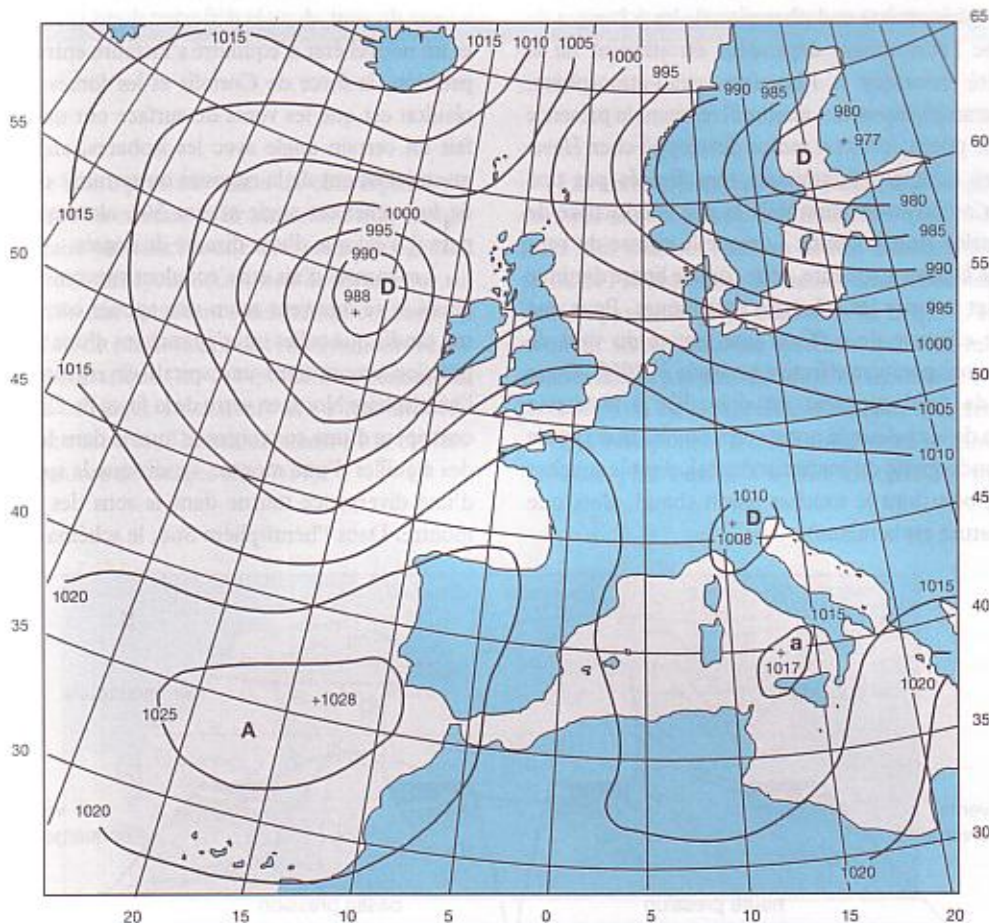


FIGURE 7.15. LA REPRÉSENTATION CARTOGRAPHIQUE DE LA PRESSION ATMOSPHÉRIQUE. A = anticyclone, a = zone anticyclonique locale, D = dépression (les valeurs des isobares sont données en hPa).

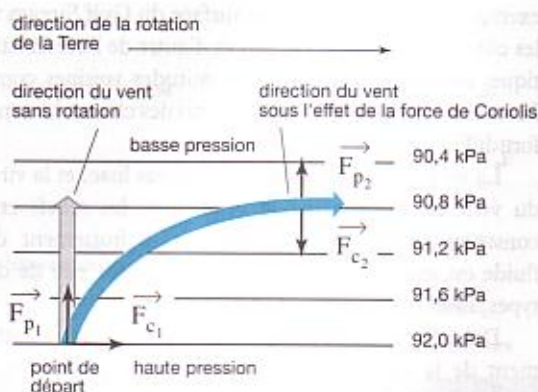


FIGURE 7.16. LE PRINCIPE DE LA GENÈSE DES VENTS GÉOSTROPHIQUES DANS L'HÉMISSPÈRE NORD. (F_p = force liée au gradient de pression, F_c = force de Coriolis).

basse que la température effective du milieu extérieur. L'homéothermie du corps étant régulée par la vaporisation de la sueur (phénomène endothermique), les échanges de la peau avec l'atmosphère dépendent étroitement de la conductibilité calorifique à l'interface peau-atmosphère. L'une des caractéristiques des mammifères étant la présence d'un système pileux (plus ou moins développé chez *Homo sapiens* !), les échanges thermiques sont freinés par une couche d'air relativement immobile et peu conductrice de chaleur, appelée couche limite. Lorsque la vitesse du vent au contact de la peau augmente, cette couche limite diminue d'épaisseur et favorise les échanges thermiques. Pour une température effective de 6°C et une vitesse du vent de $65\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, la température effective est égale à -10°C . Cette perception de froid apparent est donc liée à la vitesse d'évacuation de la chaleur de notre corps : mobilité du fluide (vent) ou conductivité du matériau (métal, dont le toucher paraît froid, bois dont le toucher paraît chaud, alors que leur température est la même).

2.1.3 LES VENTS GÉOSTROPHIQUES, LES CONVERGENCES ET LES DIVERGENCES

La vitesse et la direction des vents sont assujetties aux facteurs énumérés précédemment. Considérons un vent de haute altitude, qui ne soit pas en contact avec le sol et donc non soumis à des forces de frottement. Un tel vent est initialisé par le gradient de pression et sa direction est perpendiculaire aux isobares (fig. 7.16). Mais dès que la masse d'air se met en mouvement, la force de Coriolis défléchit sa direction : la direction d'écoulement n'est plus perpendiculaire aux isobares, mais les recoupe sous un certain angle. Lorsque la force liée au gradient de pression et la force de Coriolis sont équivalentes, la direction du vent devient parallèle aux isobares : les vents qui résultent de cet équilibre sont appelés des vents géostrophiques. Il en est de même dans le domaine océanique avec les courants géostrophiques (voir p. 276).

Dans les basses couches de l'atmosphère (premier kilomètre), le frottement complique ce schéma. Il réduit la vitesse du vent, donc la déflexion due à la force de Coriolis, et un nouvel état d'équilibre s'instaure entre le gradient de pression, la force de Coriolis et les forces de friction. Le résultat est que les vents de surface ont une direction qui fait un certain angle avec les isobares, angle qui dépend essentiellement de la rugosité du terrain : dans les régions de fort relief cet angle atteint 50° , alors que sur les plats pays il n'est que d'une dizaine de degrés.

Les masses d'air qui s'écoulent vers une région de basse pression se meuvent selon une spirale convergente senestre, tandis que celles qui s'épanchent d'une région de haute pression empruntent une spirale divergente dextre. Dans l'hémisphère Nord, en vertu de la force de Coriolis, la spirale centripète d'une convergence tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, tandis que la spirale centrifuge d'une divergence tourne dans le sens des aiguilles d'une montre. Dans l'hémisphère Sud, le schéma est inverse.

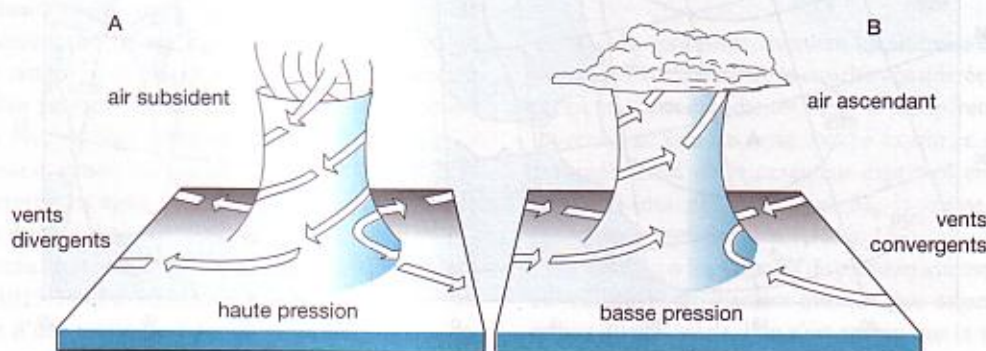


FIGURE 7.17. LES ZONES DE HAUTE PRESSION (A) AU CIEL CLAIR ET DÉPOURVU DE NUAGES ET LES ZONES DE BASSE PRESSION (B) CARACTÉRISÉES PAR LEUR COUVERTURE NUAGEUSE.

CORIOLIS ET LES BAIGNOIRES

Le héros du dernier roman à la mode, pris en otage dans un hôtel après que son avion a été détourné, affirme péremptoirement à ses compagnons d'infortune qu'ils ont atterri dans l'autre hémisphère de notre planète car l'eau qui s'écoule de la baignoire tourne dans le sens des aiguilles d'une montre.

Malheureusement il y a une faille dans l'impressionnant raisonnement de notre homme : il n'a pas fait d'estimation quantitative. La vitesse radiale d'écoulement de l'eau par la bonde de la baignoire est petite, de l'ordre de 0,1 m.s⁻¹. La force de Coriolis agissant sur 1 kg d'eau est au plus égale à 10⁻⁴ N car (cf. encadré p. 48) :

$$F_C \leq 2 m \cdot \omega \cdot V$$

$$F_C \leq 2 \times 1 \times 7.10^{-5} \times 0,1$$

$$F_C \leq 1,4.10^{-4} \text{ N}$$

soit cinq ordres de grandeur inférieure à son poids. Il suffit que les deux côtés de la bonde aient une différence de pente de 10⁻⁵ (soit 10⁻³ degré) pour que la gravitation produise une force tangentielle de l'ordre de la force de Coriolis. Malgré la remarquable qualité de fabrication des équipements sanitaires, on peut estimer que les forces résultant des asymétries de construction sont environ mille fois supérieures à la force de Coriolis calculée. Un tourbillon de baignoire peut donc démarrer dans n'importe quel sens que l'on soit à Strasbourg ou à Nouméa. De plus il faudrait pouvoir retirer le bouchon de la bonde de façon parfaitement symétrique, ce qui relève du travail d'artiste. Un auteur, très attentif dans sa baignoire, a même constaté une inversion du sens de rotation en fin d'écoulement...

Une zone de basse pression (zone de convergence au niveau du sol) crée un courant d'air ascendant qui, chargé d'humidité donnera naissance à une couverture nuageuse. Par contre, une zone anticyclonique (zone de divergence au niveau du sol) crée une subsidence des hautes couches de l'atmosphère. L'air de ces dernières est relativement sec, et la compression adiabatique (car la rapidité du phénomène ne permet pas d'échanges de chaleur) liée à leur mouvement descendant réduit leur humidité relative : le ciel est alors clair et dépourvu de nuages (fig. 7.17).

Les anticyclones, comme les dépressions, peuvent avoir un cœur chaud ou un cœur froid. Les anticyclones à cœur froid sont localisés dans les hautes latitudes. Ils sont le résultat de l'affaissement de masses d'air refroidies, donc plus denses, par des régions couvertes de neige. L'air est extrêmement stable dans ces systèmes qui sont mobiles et se maintiennent pendant de longues semaines : l'anticyclone de Sibérie en est le représentant le plus caractéristique.

Les anticyclones à cœur chaud sont localisés dans des latitudes plus basses. Ce sont de grandes masses d'air

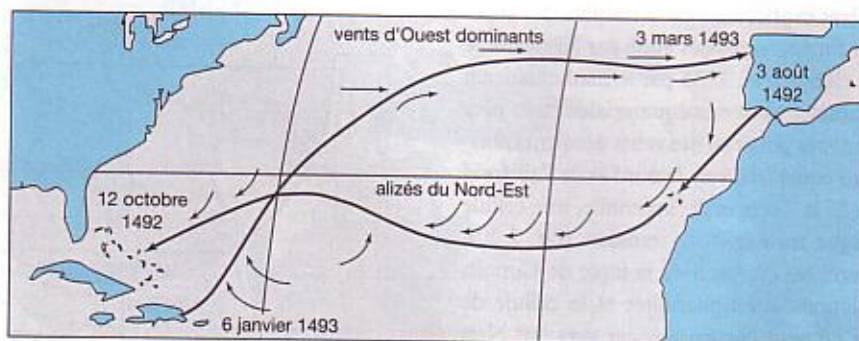


FIGURE 7.18. LA DÉCOUVERTE DES AMÉRIQUES PAR CHRISTOPHE COLOMB.

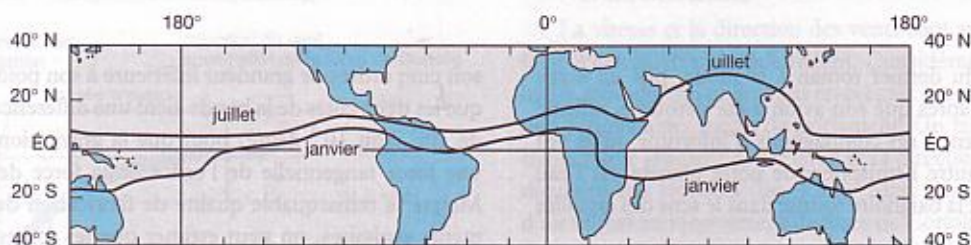


FIGURE 7.19. POSITIONS EXTRÊMES DE LA ZCIT (ZONE DE CONVERGENCE INTERTROPICALE).

chaud subsidentes qui s'étendent de la tropopause jusqu'au sol. Les anticyclones à cœur chaud sont moins stables et le représentant le plus typique de telles divergences est l'anticyclone des Açores.

Un anticyclone à cœur froid engendre une haute pression car l'air froid est relativement dense ; mais comment un anticyclone à cœur chaud produit-il une haute pression ? Après tout, l'air chaud est moins dense que l'air froid. La réponse tient dans le volume occupé par l'anticyclone. Les anticyclones à cœur chaud sont beaucoup plus volumineux et s'étendent jusqu'au sommet de la troposphère, alors que les anticyclones à cœur froid ont une taille beaucoup plus réduite.

2.1.4 LA CIRCULATION GLOBALE DE L'ATMOSPHÈRE

De longue date les marins connaissent et utilisent les vents à la surface de la Terre. Il y a 1 300 ans des navigateurs polynésiens découvrirent ainsi l'archipel des îles Hawaii. Lorsque le 3 août 1492 Christophe Colomb quitta l'Espagne, il fit route plein sud sur les Açores pour profiter des alizés du Nord-Est. Lors de son retour il fit cap au nord et profita des vents d'ouest (fig. 7.18 p. 267).

Une des premières explications de la stabilité des alizés et des vents d'ouest fut envisagée dès 1686 par l'astronome Edmund Halley et élaborée en 1735 par le mathématicien anglais, George Hadley : les zones équatoriales étant plus ensoleillées que les zones polaires, des vents devaient transporter de l'air chaud équatorial vers le nord et de l'air froid polaire vers le sud. Si la Terre était immobile, une cellule de convection unique assurerait ce transfert (fig. 7.20). Mais comme la Terre est en rotation, la force de Coriolis défléchit les circulations atmosphériques et la cellule de convection unique ne peut pas exister, car vers 30° N et 30° S la déflexion est telle que les vents deviennent géostrophiques.

L'ensoleillement important des régions équatoriales réchauffe les masses océaniques et continentales. Celles-ci, à

leur tour, restituent l'énergie sous la forme d'un rayonnement infrarouge qui va échauffer les masses d'air. Ces masses d'air, plus chaudes et donc moins denses que le milieu environnant, s'élèvent par le biais de la poussée d'Archimède. Même si l'échauffement est faible, la diminution de la densité qui s'ensuit est considérable : ainsi, lorsqu'un mètre cube d'air (dont le poids à 20 °C est voisin de 1,3 kg) s'échauffe de 20 °C, son poids diminue de presque 80 grammes et cela suffit à lui donner chaque seconde une vitesse ascensionnelle supplémentaire de près de un mètre par seconde. Dans ces régions le mouvement des masses d'air est vertical, et c'est du temps de la marine à voile que lui est resté le nom de « pot au noir », car sa particularité est d'être

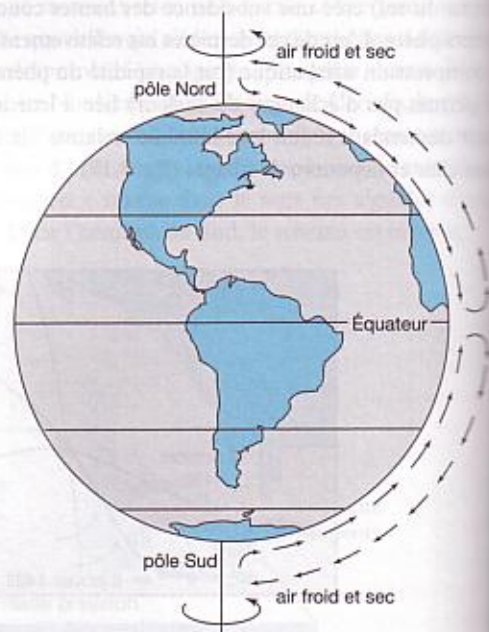


FIGURE 7.20. LE MODÈLE DE CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE DE HADLEY.

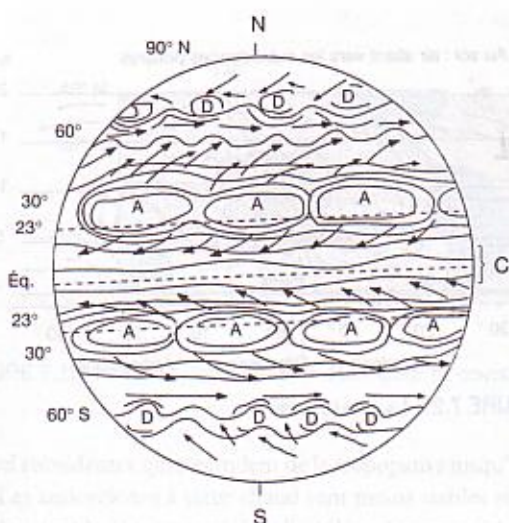


FIGURE 7.23. LES RELATIONS ENTRE LES ZONES ANTICYCLONQUES, DÉPRESSIONNAIRES, LES VENTS D'OUEST ET D'EST.

Sous les hautes latitudes se développe un type de cellule dont le fonctionnement est différent. Dans les régions polaires l'ensoleillement est faible et les températures souvent très basses. L'air refroidi y est plus dense et a tendance à descendre vers le sol. Cette subsidence associée à la divergence polaire ne peut se faire qu'en prélevant de l'air en altitude. Alors que la cellule de Hadley est mue par l'échauffement des masses d'air, la cellule polaire l'est par le refroidissement. Son épaisseur est réduite, et la tropopause au-dessus des pôles est à une altitude de 7 à 8 kilomètres.

Entre la cellule de Hadley et la cellule polaire se développe une troisième cellule, beaucoup moins bien individualisée et couplée aux deux précédentes, la cellule de Ferrel. Cette cellule est séparée de la cellule polaire par le front polaire, zone de grand contraste thermique entre les masses d'air.

Pour un hémisphère et au niveau du sol, on peut donc identifier de l'équateur au pôle (fig. 7.23 et 7.24) :

- une zone de dépression, la zone de convergence inter-tropicale,
- des vents réguliers, les alizés du nord-est ou du sud-est,

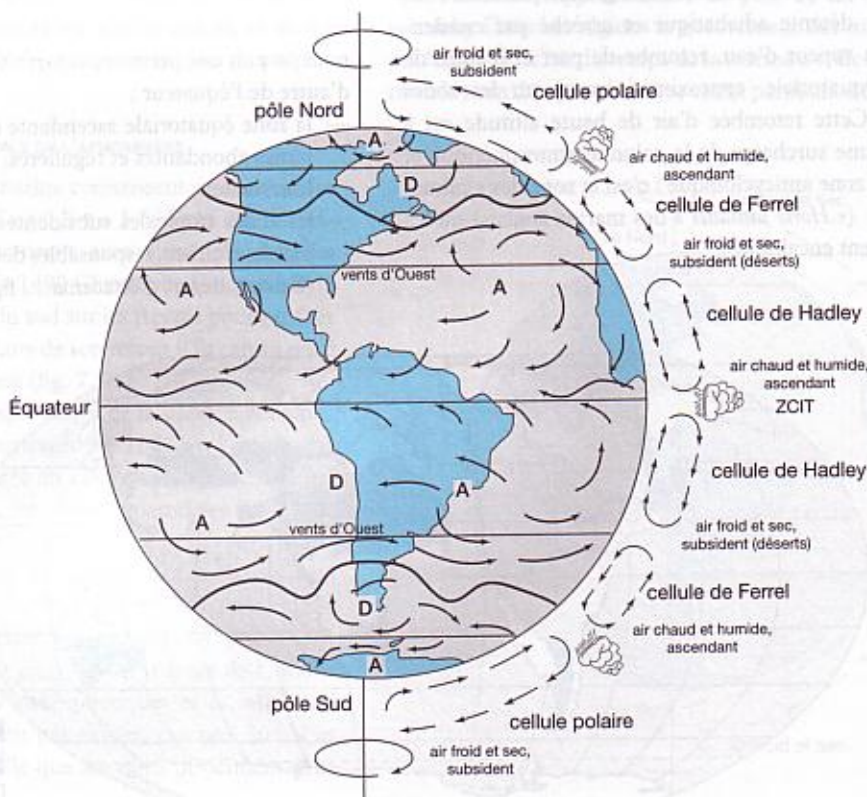


FIGURE 7.24. LE SYSTÈME DES VENTS À LA SURFACE DE LA TERRE.

- une zone anticyclonique, la zone de subsidence tropicale,
- des vents plus ou moins réguliers, les vents d'ouest,
- une zone dépressionnaire liée au front polaire,
- des vents d'est,
- une zone anticyclonique, la zone de divergence polaire.

Le climat de nos régions, que nous surveillons quotidiennement au travers des bulletins météorologiques, est sous l'influence de la zone de subsidence tropicale (l'anticyclone des Açores) et de la zone dépressionnaire boréale (les dépressions de mer d'Irlande et de mer du Nord). Le déplacement saisonnier de ce système nous fait bénéficier du beau temps en été grâce à la position septentrionale de l'anticyclone des Açores. En hiver par contre, cet anticyclone migre vers le sud et nous sommes soumis aux zones dépressionnaires du front polaire, tout en bénéficiant des vents d'ouest chargés de pluie. Cette migration annuelle est parfois perturbée et les zones dépressionnaires migrent vers le sud plus rapidement que ne s'évacue l'anticyclone des Açores. La cellule de Ferrel se réduit et des masses d'air, de température et d'hygrométrie fort différentes, entrent en collision : il en résulte des pluies abondantes, souvent catastrophiques, telles que celles que nous avons connues dans le Sud-Est de la France ces dernières années.

En altitude le schéma est quelque peu différent. Toute masse d'air qui se déplace crée en avant une surpression et en arrière une dépression. Ainsi, en haute altitude, la convergence intertropicale engendre une surpression tandis que la divergence polaire donne naissance à une dépression. Cette différence de pression entre la zone équatoriale et la zone polaire peut se représenter par des isobares qui sont en gros parallèles à l'équateur. Le résultat est que l'air tend à s'écouler en haute altitude entre ces deux zones, par suite de la différence de pression, et devrait donc, à première vue, aller en droite ligne de l'équateur vers le pôle, en suivant les méridiens. En fait, à cause de la force de Coriolis, l'air s'écoule suivant un trajet presque parallèle aux isobares. Cette obligation de se déplacer quasi parallèlement aux isobares a pour effet d'allonger considérablement la distance parcourue par les masses d'air pour aller de la zone équatoriale à la zone polaire : en moyenne elles tournent une dizaine de fois autour de la Terre avant d'atteindre les pôles.

La tropopause est une surface isobare qui, rappelons-le, est située vers une quinzaine de kilomètres au niveau de l'équateur et moins d'une dizaine de kilomètres au niveau des pôles. La plus grande variation d'altitude de cette surface est liée au front polaire, c'est à dire à l'affrontement des masses d'air chaud des basses et moyennes latitudes et des masses d'air froid polaire. Dans la haute troposphère il existe donc dans le voisinage du front polaire un fort gradient de pression qui engendre des vents géostrophiques

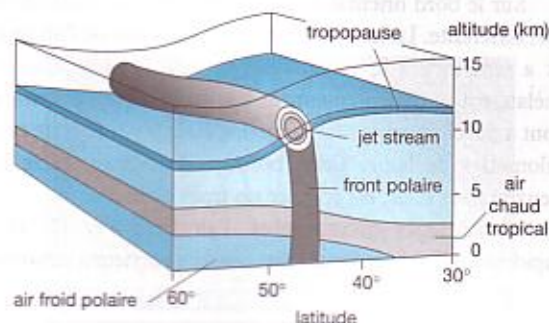


FIGURE 7.25. LA POSITION DU JET STREAM PAR RAPPORT AU FRONT POLAIRE.

appelés « jet stream » (fig. 7.25). Ces vents d'ouest et d'altitude peuvent atteindre des vitesses supérieures à 400 km.h^{-1} . Ils sont systématiquement utilisés par l'aviation commerciale : le vol transatlantique de New York à Paris, dont l'altitude de croisière est d'environ 12 000 mètres pour bénéficier de la portance du jet stream, est plus court d'une heure que le vol de Paris à New York dont l'altitude de croisière, pour éviter les vents contraires du jet stream, est d'environ 9 000 mètres.

La rencontre de masses d'air chaud et froid donne naissance à un système de front chaud et de front froid. Pour le comprendre, observons une dépression centrée vers 60° de latitude nord (fig. 7.26, p. 272). Autour de son centre les vents tournent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, car nous sommes dans l'hémisphère nord. Sur l'ouest de cette dépression les vents viennent du nord et envoient des masses d'air polaire froid vers le sud. Sur son côté est, par contre, les vents vont vers le nord et transportent donc dans cette direction des masses d'air chaud venues du sud. En fait, comme toute cette zone est à pression plus basse que la moyenne, l'air chaud va être aspiré par le côté oriental de la dépression et partir vers le centre. Cet air chaud va s'étirer en affectant la forme d'un doigt, dont l'extrémité sera dirigée vers le centre de la dépression.

L'affrontement entre la masse d'air polaire froid qui longe la bordure occidentale de la dépression et la masse d'air chaud constitue ce que l'on appelle un front froid. Le long de ce front, l'air froid venu du nord est animé d'une notable énergie cinétique de rotation autour du centre de la dépression et tend à s'accumuler en une sorte de bourrelet pouvant atteindre une épaisseur d'une dizaine de kilomètres. Dans cette région, l'air chaud qui arrive dans l'air froid a tendance à s'élever rapidement au sein de celui-ci et la vapeur d'eau qu'il contient se condense alors en nuages à développement vertical important.

Sur le bord oriental de la perturbation, la situation est fort différente. La langue d'air chaud glisse sur de l'air froid et a tendance à le recouvrir. Les deux masses d'air se mélangent ainsi lentement, et les nuages qui se forment sont à développement horizontal, s'étalant sur plus de cent kilomètres de large. Cette bordure de contact entre les deux masses d'air, est appelée un front chaud.

En certaines circonstances, l'air froid s'écoule plus rapidement vers le sud que l'air chaud ne parvient à remonter

vers le nord. Dans ce cas, le front froid rattrape le front chaud qu'il rejette en altitude. Cette expulsion progresse en altitude, puis la disparition de l'air chaud est appelée une occlusion : les secteurs froids antérieur et postérieur de la perturbation se retrouvent en contact et forment un front occlus. C'est ainsi que se développent des systèmes nuageux de très grande étendue : plusieurs milliers de kilomètres de longueur sur quelques centaines de kilomètres de largeur.

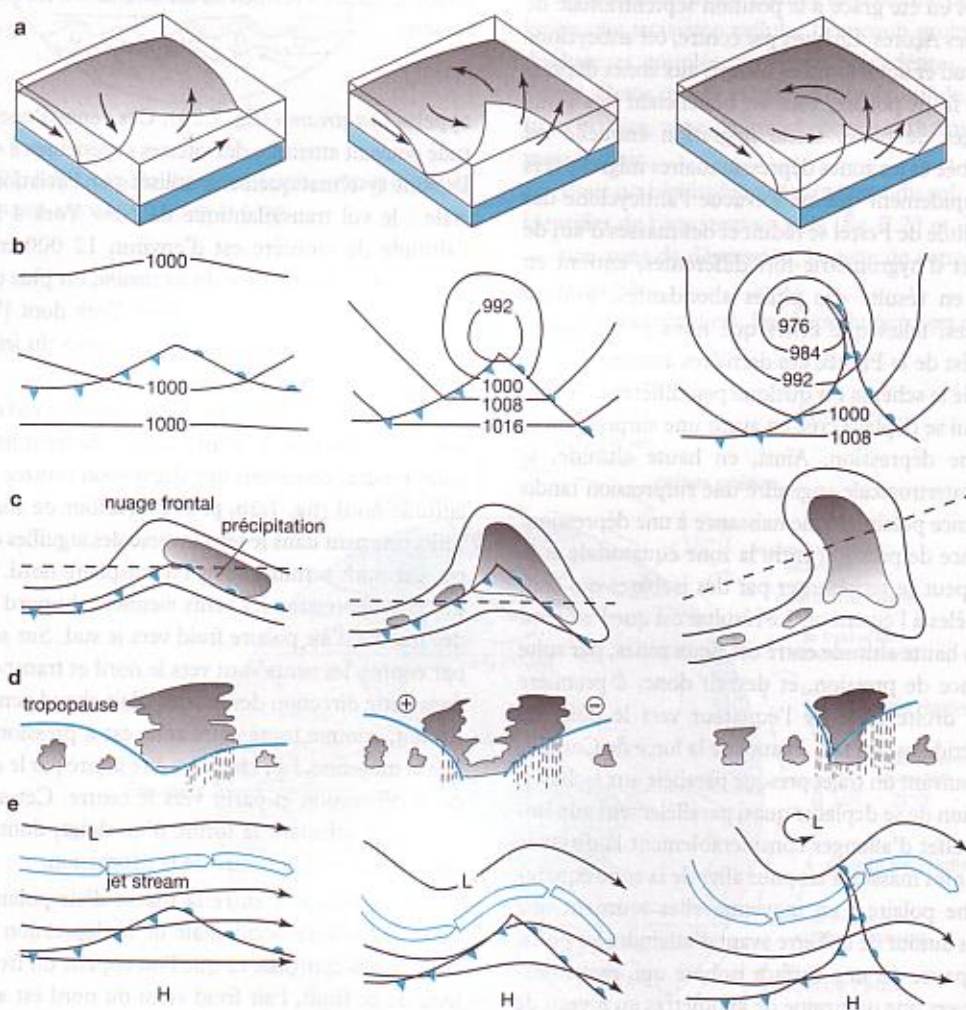


FIGURE 7.26. L'ÉVOLUTION D'UNE DÉPRESSION.

- vue en perspective du développement puis de l'occlusion du front entre une masse d'air froid et une masse d'air chaud ;
- vue, au sol, des fronts froids et chauds associés à la pression atmosphérique ;
- distribution des nuages ;
- coupe (suivant le pointillé de la figure (c) montrant le développement des nuages et la position des précipitations ;
- position du *jet stream* par rapport aux fronts froids et chauds (sur la figure (d) les signes + et - montrent la direction du *jet stream* normale au plan de la figure). L : basse pression, H : haute pression.

21.5 LES MÉTÉORES

Un météore est un phénomène observé dans l'atmosphère ou à la surface du globe. Ce phénomène peut consister en une suspension, une précipitation ou un dépôt de particules liquides ou solides, aqueuses ou non ; il peut également consister en une manifestation de nature optique ou électrique. En dehors des nuages, les météores se classent en :

- hydrométéores (pluie, bruine, neige...),
- lithométéores (brume sèche, tempête de sable, « pluies rouges »...),
- photométéores (halo solaire, arc-en-ciel...),
- électrométéores (orage...).

Pour qu'un nuage se forme, il faut :

- de la vapeur d'eau, matière première du nuage,
- des noyaux de condensation.

Pour expliquer la formation d'un nuage, on peut raisonner en rappelant que la quantité de vapeur d'eau que contient un air saturé est fonction de sa température et que pour une température donnée, il existe une quantité d'eau maximale qui correspond à la saturation, donc à 100 % d'humidité (voir p. 254). Un air à 30 °C qui contient 14,8 grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec n'est pas saturé ; il lui en faudrait 27,4 grammes pour l'être. Si la température de cet air décroît jusqu'à 20 °C, les 14,8 grammes de vapeur d'eau correspondent à la saturation (100 % d'humidité). Si la température continue à décroître pour atteindre 10 °C, les 14,8 grammes de vapeur d'eau se distribuent alors en 7,8 grammes pour saturer l'air à 10 °C et le reste, soit 7 grammes, va se condenser et former un nuage. La cause principale de la formation d'un nuage est donc le refroidissement et l'on en distingue plusieurs types.

Le refroidissement isobare est une transformation au cours de laquelle la pression dans la masse d'air ne change pas. Le point de rosée (point de saturation de l'air en vapeur d'eau) est atteint dans les basses couches de l'atmosphère, refroidies par rayonnement quand la température du sol s'abaisse la nuit, ou par advection (transport horizontal) quand une masse d'air chaud et humide arrive au-dessus d'une surface relativement froide.

Le refroidissement par détente adiabatique est une transformation au cours de laquelle les échanges de chaleur sont nuls. Le paramètre essentiel est le point de condensation. C'est le mécanisme le plus courant et le plus important dans le développement des nuages quand des masses d'air humide s'élèvent en altitude (fig. 7.27). Les grandes zones dépressionnaires sont donc des régions nuageuses (fig. 7.28, p. 274).

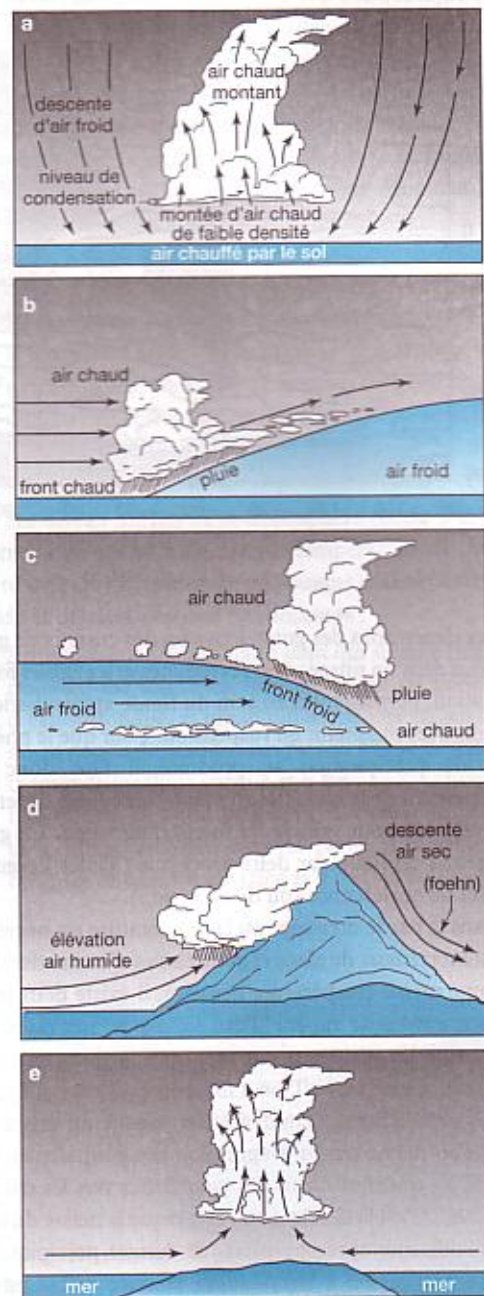


FIGURE 7.27. LES FORCES ASCENSIONNELLES.

- (a) ascension par densité
- (b) et (c) ascension frontale
- (d) ascension orographique
- (e) ascension par convergence.

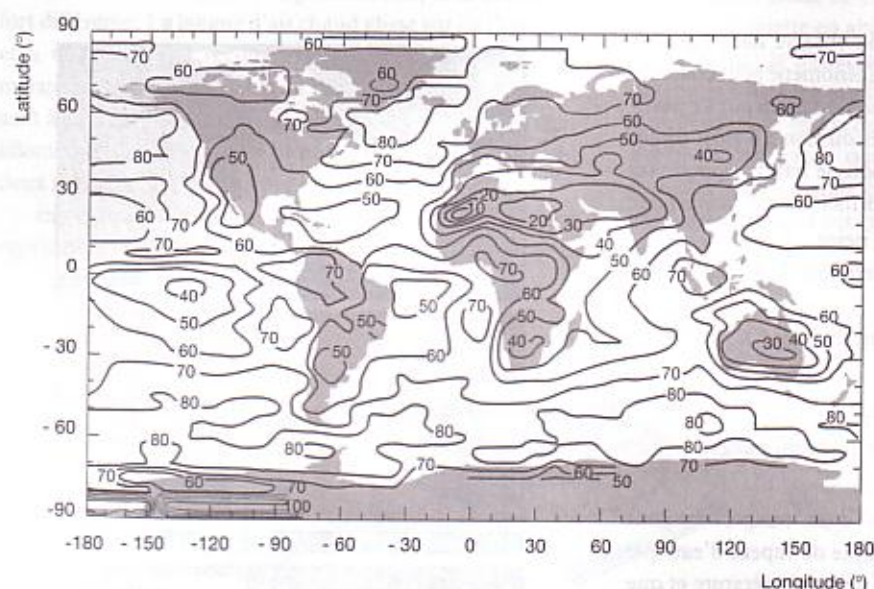


FIGURE 7.28. CONTOURS DE COUVERTURE NUAGEUSE ANNUELLE (EN COURBES DE NIVEAUX DE POURCENTAGE).

Les dimensions des gouttelettes ou des cristaux de glace contenus dans un nuage sont très réduites et les faibles forces d'agitation, permanentes au sein du fluide atmosphérique, suffisent à les maintenir en suspension. Pour que le phénomène de précipitation se produise il faut donc un accroissement de la taille des éléments, leur poids devenant alors suffisant pour vaincre les forces d'agitation. Ce grossissement s'explique par deux processus : l'effet Bergeron et l'effet de coalescence (ou de captation).

Dans la partie du nuage où la température est négative, coexistent cristaux de glace et gouttelettes d'eau surfondue. Pour une même température négative, il existe deux pressions saturantes de vapeur d'eau : l'une p_w par rapport à l'eau surfondue, l'autre p_i par rapport à la glace, et quelle que soit la température T on a toujours $p_i(T) < p_w(T)$. Il y a donc naturellement condensation autour du cristal de glace et en même temps évaporation des gouttelettes, soit au total un transfert d'eau des gouttelettes vers les cristaux (fig. 7.29a). C'est l'effet Bergeron et lorsque la masse du cristal est suffisante après transfert, ce dernier précipite. S'il traverse une région à température positive suffisamment épaisse, et si la durée de chute le permet, il fond, donnant naissance à de la pluie.

De la même manière, on montre que $p_w(T)$ d'une gouttelette de petit diamètre est supérieure à celle existant au voisinage d'une gouttelette de grand diamètre. Ce comportement est dû à l'effet de courbure qui joue sur les gouttelettes de diamètres différents. Le grossissement des

gouttelettes a donc lieu dans un nuage à température positive, même s'il est plus lent qu'à température négative, et conduit au déclenchement des précipitations.

L'effet Bergeron a une vitesse limitée, alors que l'on observe souvent des précipitations peu de temps après la formation d'un nuage. Il existe donc un autre processus qui accélère le grossissement des gouttelettes : l'effet de coalescence.

Du fait de la dispersion des vitesses des particules, le cristal de glace qui se déplace dans le nuage, soit en chute libre, soit par turbulence, entre en collision avec les gouttelettes d'eau surfondue. Il y a grossissement par rencontre et agrégation des particules, la congélation des gouttelettes au moment de l'impact augmentant le volume du cristal (fig. 7.29b). Il en est de même pour les gouttelettes de

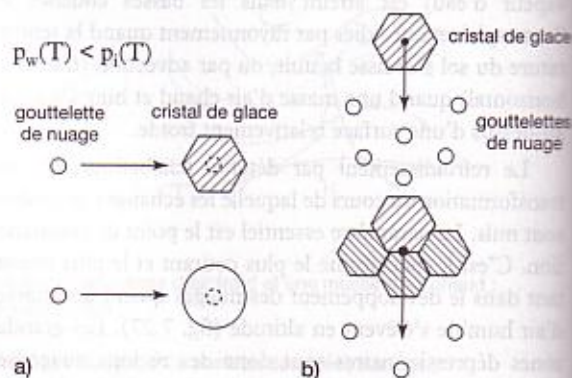


FIGURE 7.29. a) EFFET BERGERON, b) COALESCENCE.

diamètre supérieur à 30 μm , qui entrent en collision avec des gouttelettes de diamètre inférieur. L'accroissement rapide de leur dimension, donc de leur masse, augmente leur vitesse de chute.

L'effet Bergeron intervient seul jusqu'à 100 μm de diamètre ; l'effet Bergeron et l'effet de coalescence jouent conjointement entre 100 et 400 μm ; au delà de 400 μm seul l'effet de coalescence est effectif.

Un nuage se définit comme un milieu hétérogène dans lequel on trouve :

- de l'air sec et de la vapeur d'eau saturante,
- de l'eau liquide, sous forme de gouttelettes de tailles diverses, à température positive ou négative,
- de cristaux de glace associés à de l'eau, ou isolés,
- des particules solides provenant de vapeurs industrielles, de poussières, de fumées, de sable...
- des particules liquides non aqueuses, souvent acides.

Les nuages sont en perpétuelle évolution et se présentent par conséquent sous une infinie variété de formes (fig. 7.30). On peut toutefois définir un nombre limité de formes caractéristiques, fréquemment observées en toute partie du globe, qui permettent de classer les nuages en dix groupes ou genres qui s'excluent mutuellement, c'est à dire qu'un nuage déterminé ne peut appartenir qu'à un seul genre.

Les nuages sont situés dans la troposphère qui, par convention, est divisée verticalement en trois étages (supérieur, moyen et inférieur), avec des délimitations d'altitude variable suivant la latitude.

À l'étage supérieur (entre 5 et 13 kilomètres dans nos régions tempérées), où la température est comprise entre -25 et -55 °C, on trouve des nuages de glace qui sont au nombre de trois :

- le cirrus (Ci ; du latin *cirrus* qui signifie « boucle de cheveux ») est constitué de très petits cristaux de glace relativement clairsemés, ce qui explique la transparence de ce nuage qui se situe généralement entre 6 et 13 km,
- le cirrocumulus (Cc ; du latin *cirrus* et *cumulus* qui signifie « amas ») est constitué de cristaux de glace, et se présente en banc ayant la forme de lentilles ou d'amandes à des altitudes comprises entre 5 et 7 km,
- le cirrostratus (Cs ; du latin *cirrus* et *stratus* qui signifie « étendu ») est constitué de cristaux de glace de petites dimensions et très dispersés, et se présente sous l'aspect d'un voile fibreux, parfois si ténu qu'il est à peine visible, situé à des altitudes comprises entre 5 et 12 km.

Au niveau moyen de la troposphère (entre 2 et 7 kilomètres sous nos latitudes), où la température est comprise entre 2 et -30 °C, trois types de nuages constitués d'eau liquide et de glace peuvent être recensés :

- l'altocumulus (Ac ; du latin *altus* qui signifie hauteur et *cumulus*) est formé en majeure partie de gouttelettes d'eau surfondue, et prend différents aspects, en couche ou en nappe de grande étendue, en forme de lentille ou d'amande localisés entre 2 et 6 km,
- l'altostratus (As ; du latin *altus* et *stratus*) est constitué de cristaux de glace dans sa partie supérieure, d'un mélange de cristaux de glace et d'eau surfondue dans sa

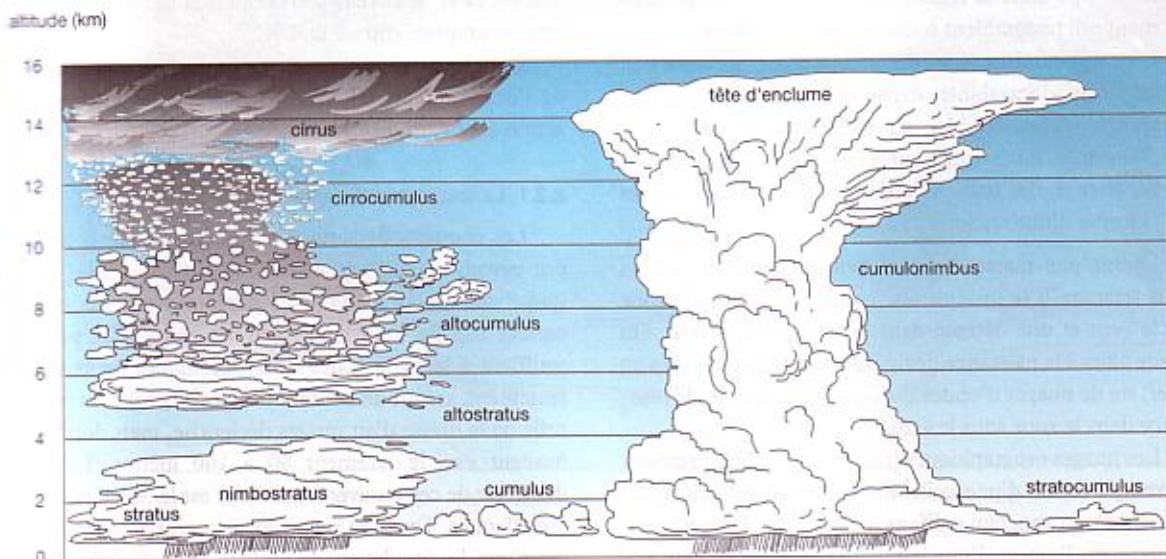


FIGURE 7.30. RÉPARTITION ALTITUDINALE DES NUAGES. La tête d'enclume du cumulonimbus peut pénétrer dans la tropopause.

partie médiane, essentiellement d'eau surfondue dans sa partie inférieure, et se présente presque toujours sous forme d'une couche épaisse (jusqu'à 4 km) de grande étendue horizontale (10 à 100 km) située entre 2 et 5 km,

- le nimbostratus (Ns ; du latin *nimbus* qui signifie « nuage pluvieux » et *stratus*) dont la base se situe entre 500 et 2 500 mètres est une épaisse (jusqu'à 5 km) couche nuageuse grise, souvent sombre, dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluie ou de neige qui, dans la plupart des cas atteignent le sol.

À l'étage inférieur (entre le sol et 2 kilomètres d'altitude), où la température est généralement positive, on dénombre quatre genres de nuages dont certains débordent sur les étages supérieurs :

- le stratocumulus (Sc ; du latin *stratus* et *cumulus*) souvent présent dans le ciel sous forme de banc, nappe ou couche de nuages gris ou/et blanchâtres, ayant presque toujours des parties sombres, se situe en général entre 400 et 2 000 m,
- le stratus (St ; du latin *stratus*) se présente, soit sous forme d'une couche grise d'aspect nébuleux et assez uniforme dont la base est suffisamment basse pour masquer les sommets des petites collines, soit sous forme de lambeaux irréguliers, ayant un aspect nettement déchiqueté et dont les contours se modifient continuellement et souvent rapidement,
- le cumulus (Cu ; du latin *cumulus*) se présente sous forme d'individu d'un blanc éclatant avec une base de couleur sombre, généralement dense et à contours bien délimités, développe dans sa région supérieure des bourgeonnement qui ressemblent souvent à un chou-fleur,
- le cumulonimbus (Cb ; du latin *cumulus* et *nimbus*) est un nuage d'instabilité, dense et puissant, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énormes tours qui peut présenter, dans sa partie supérieure, des parties cirriformes ayant fréquemment la forme d'une enclume.

Lorsqu'une masse d'air en mouvement bute sur un relief terrestre il se produit une compression dans la zone sur le vent et une détente dans la zone sous le vent. On assiste alors à la naissance de nuages orographiques (liés au relief) ou de nuages d'ondes (liés aux phénomènes de résonance dans la zone sous le vent).

Les nuages orographiques (fig. 7.27d, p. 273) prennent souvent la forme d'une collerette entourant la montagne, ou celle d'un capuchon coiffant son sommet. Par vent fort, ils prennent l'aspect d'une bannière qui flotte au vent au-dessus du versant sous le vent.

2.2 LA CIRCULATION OCÉANIQUE

Les océans sont constitués par d'immenses masses d'eau salée qui, associées aux mers, recouvrent 70,8% de la surface de notre planète. D'une surface de 362 millions de km² et d'une profondeur moyenne de 3 729 m, ils renferment 1,35 milliards de km³ d'eau, soit 97,8 % de la totalité des eaux de surface.

On distingue à la surface du globe trois grands océans, qui ont chacun leurs particularités. L'océan Pacifique recouvre près du tiers de la Terre et renferme environ la moitié des eaux de la planète. L'océan Atlantique est un long canal méridien incurvé en S, largement ouvert en ses extrémités nord et sud sur les bassins polaires correspondants. L'océan Indien, essentiellement localisé dans l'hémisphère Sud, est totalement bordé au nord par des masses continentales.

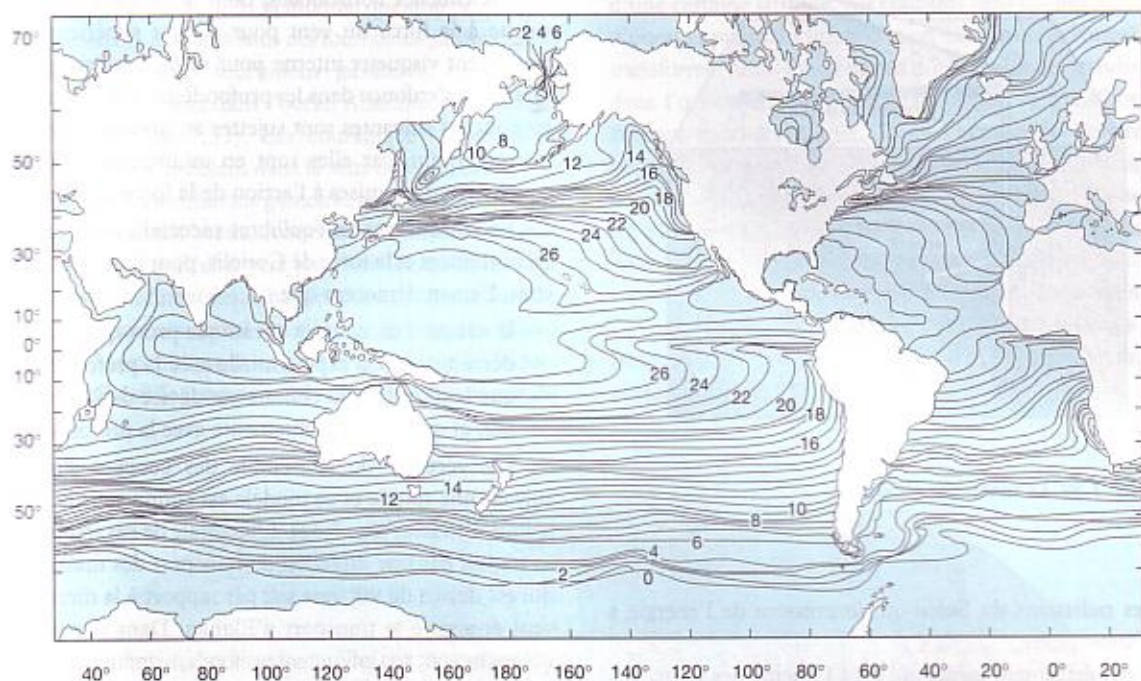
La température des océans est variable dans le temps, tant en surface qu'en profondeur. La température de surface de l'océan (voir fig. 7.31, p. 277) est chaude (jusqu'à 30 °C) en zones tropicales et s'abaisse (jusqu'à -1,9 °C, température de congélation de l'eau de mer) vers les hautes latitudes. Dès 1751, l'Anglais Henry Ellis remarque que la température des eaux océaniques décroît fortement avec la profondeur. Sous les basses et moyennes latitudes la température décroît rapidement entre 200 environ et 1 000 m : cette rupture dans le profil thermique des eaux est appelée thermocline. Au-dessous de la thermocline, la température ne varie pas au cours de l'année; au-dessus de cette limite les variations annuelles dépendent essentiellement de la localisation latitudinale du profil. Les eaux profondes sont froides, et 47 % de l'eau de l'océan Atlantique a une température comprise entre 2 et 4 °C.

Les océans, de par les caractéristiques physico-chimiques de l'eau, sont une énorme machine thermique en interaction avec l'atmosphère.

2.2.1 LA CIRCULATION DE SURFACE

Les courants de surface des océans, comme ceux qui ont permis à Christophe Colomb d'atteindre les Amériques, sont de larges et lents déplacements des eaux de surface mis en mouvement par les vents. Ces vents qui soufflent à la surface des eaux océaniques les entraînent lentement, créant un courant dont la largeur est voisine de celle de la masse d'air qui les déclenche, mais dont la profondeur excède rarement 50 à 100 mètres. La source d'énergie de ces mouvements d'eau est le Soleil, qui en réchauffant la Terre de façon inégale crée les vents. C'est pourquoi la circulation de surface des océans résulte de l'interaction de plusieurs phénomènes-clés du système Terre qui s'enchaînent ainsi :

A. aujourd'hui



B. lors de la dernière glaciation

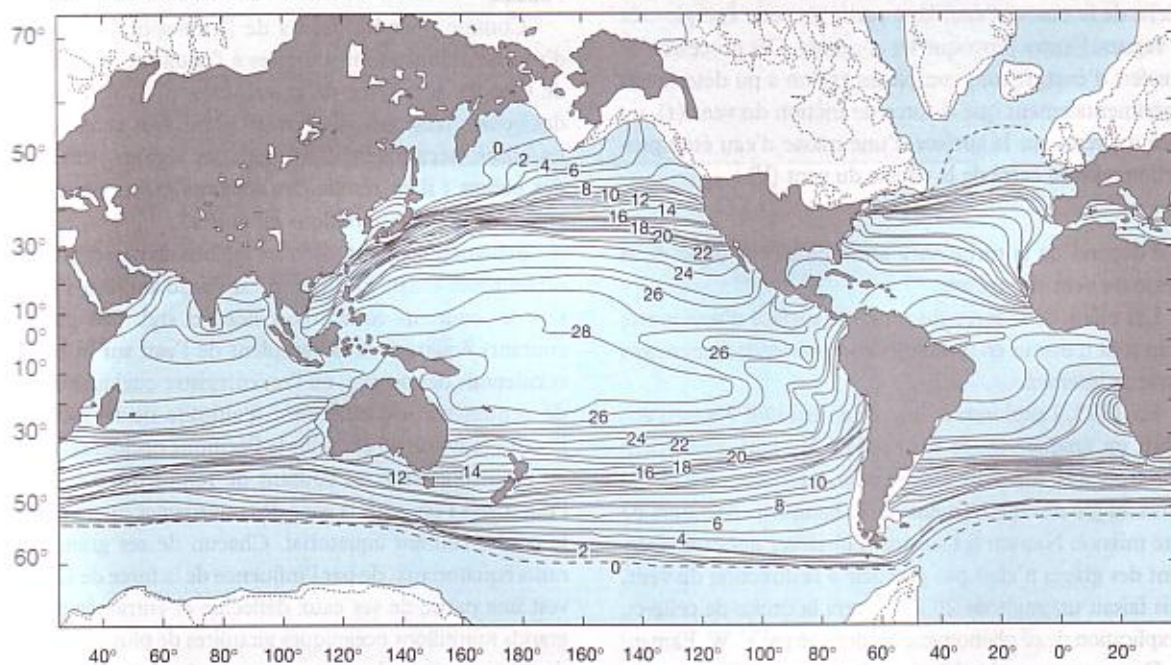


FIGURE 7.31. LES TEMPÉRATURES DES EAUX DE SURFACE, actuellement au mois d'août (A) et il y a 18 000 ans (B).

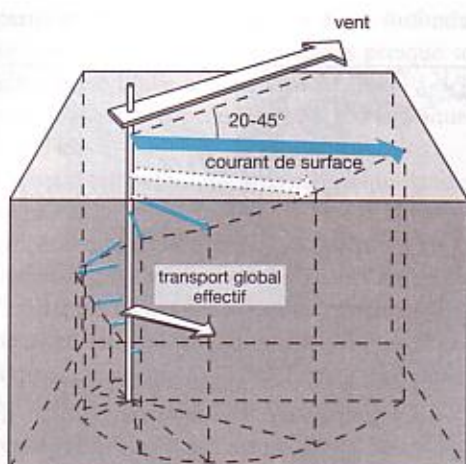


FIGURE 7.32. LE TRANSPORT D'EKMAN.

- les radiations du Soleil qui fournissent de l'énergie à l'atmosphère,
- l'ensoleillement inégal qui est à l'origine des vents,
- les vents qui entretiennent les courants de surface.

Quand le vent souffle au-dessus de l'océan, de l'énergie cinétique est transmise de la masse d'air à la couche superficielle de la masse d'eau. Une partie de cette énergie crée les vagues, l'autre provoque les courants. Ces processus de transfert d'énergie sont complexes et l'on a pu déterminer expérimentalement que la force de friction du vent (τ), ou force du vent, sur la surface d'une masse d'eau était proportionnelle au carré de la vitesse du vent (V) :

$$\tau = cV^2$$

où c dépend de la turbulence atmosphérique, donc de la vitesse du vent elle-même.

Les effets de la force du vent à la surface d'une masse d'eau sont transmis en profondeur au travers de frottements visqueux internes.

En 1893, l'explorateur norvégien Fridtjof Nansen entreprit un épique voyage sur l'océan Arctique gelé : pendant trois ans son bateau, le *Fram*, pris dans les glaces dérivait au gré des mouvements de la banquise. Au cours de cette mission Nansen fut surpris d'observer que le mouvement des glaces n'était pas parallèle à la direction du vent, mais faisait un angle de 20 à 40° vers la droite de celle-ci. L'explication de ce phénomène fut donnée par V. W. Ekman.

Dans son approche théorique Ekman considéra un vent régulier soufflant sur un océan infiniment profond, infiniment étendu, d'égale densité et où la pression à une profondeur donnée était constante. Cet océan hypothé-

que peut être considéré comme un empilement d'une infinité de couches horizontales, dont la plus superficielle est sujette à la force du vent pour sa face supérieure et au frottement visqueux interne pour sa face inférieure. Puis, lorsqu'on s'enfonce dans les profondeurs de l'océan, toutes les couches suivantes sont sujettes au frottement visqueux interne. Enfin, car elles sont en mouvement, toutes ces couches sont soumises à l'action de la force de Coriolis.

En considérant les équilibres successifs entre les forces de frottement et la force de Coriolis, pour l'infinité des couches, Ekman démontra que :

- la vitesse d'un courant océanique provoqué par le vent décroît de façon exponentielle avec la profondeur,
- que la direction du courant est déviée de 20 à 45° *cum sole*, et que cet angle augmente avec la profondeur.

Les vecteurs de l'ensemble des couches s'agencent suivant une spirale et ce modèle est connu sous le nom de spirale d'Ekman (fig. 7.32). L'intégrale de ces mouvements se traduit par une direction de transport des masses d'eau qui est déviée de 90° *cum sole* par rapport à la direction du vent et appelé le transport d'Ekman. Dans la nature, les océans ne sont pas infiniment profonds, ni infiniment étendus et la direction du transport d'Ekman est moins déviée ($\approx 45^\circ$). Ce phénomène est capital, car il nous explique pourquoi des alizés soufflant du nord-est entraîneront les eaux vers l'ouest.

Comme pour les fluides de l'atmosphère, les masses d'eau océaniques sont soumises à l'équilibre entre la force de Coriolis et la force de gravité (voir p. 266). La surface des océans n'est pas absolument plate. Des vents, comme les alizés, accumulent l'eau dans les régions occidentales des océans : il en résulte des courants géostrophiques qui créent de grands tourbillons giratoires.

Schématiquement, dans les régions de basses latitudes, où les alizés soufflent du nord-est ou du sud-est, s'établissent les courants équatoriaux nord et sud. Ces puissants courants équatoriaux accumulent de l'eau sur la bordure occidentale des océans, où l'on enregistre quelques dizaines de centimètres de différence d'altitude de la surface de l'océan (environ 50 cm pour le Pacifique occidental). Cette accumulation crée un courant de retour qui s'écoule de l'ouest vers l'est, sous la zone de convergence intertropicale : le contre-courant équatorial. Chacun de ces grands courants équatoriaux, de par l'influence de la force de Coriolis, voit une partie de ses eaux défléchie et entraînée dans de grands tourbillons océaniques giratoires de plusieurs milliers de kilomètres de diamètre. Au sein de chaque tourbillon giratoire on identifie des segments : ainsi, le Gulf Stream est la branche occidentale du tourbillon giratoire de l'Atlantique nord.

La géométrie des continents à la surface de la Terre (voir paragraphe 2.3.1, p. 313) modifie quelque peu le sens de circulation des courants issus des tourbillons giratoires. On distingue cinq grands tourbillons giratoires, deux dans l'océan Pacifique, deux dans l'océan Atlantique et un dans l'océan Indien (fig. 7.33). Les courants des tourbillons giratoires boréaux circulent dans le sens des aiguilles d'une montre ; ceux des tourbillons giratoires austraux dans le sens inverse. Dans chaque bassin océanique majeur, les courants équatoriaux sont défléchis vers les pôles lorsqu'ils buttent sur les masses continentales. Chaque courant devient alors un courant méridien occidental qui s'écoule le long des côtes : courant du Mozambique le long de la côte est de l'Afrique, courant du Brésil le long de la côte sud de l'Amérique du

Sud, Kuroshio le long de la côte est de l'Asie... À partir d'une certaine latitude, ces courants sont soumis aux vents d'ouest et prennent une direction ouest-est : le Kuroshio se transforme ainsi en courant nord-Pacifique, tandis que dans l'océan Atlantique le Gulf Stream se transforme en courant nord-Atlantique. Dans l'hémisphère austral les courants australien, du Mozambique et du Brésil rejoignent le courant circumpolaire antarctique qui s'écoule d'ouest en est sans aucun obstacle. La force des vents et la puissance de ce courant circumpolaire lui valent les dénominations de « quarantièmes rugissants » et de « cinquantièmes hurlants ».

À l'extrémité sud-est des tourbillons giratoires austraux, des courants froids remontent le long des façades occidentales des continents : courant de Humboldt sur la

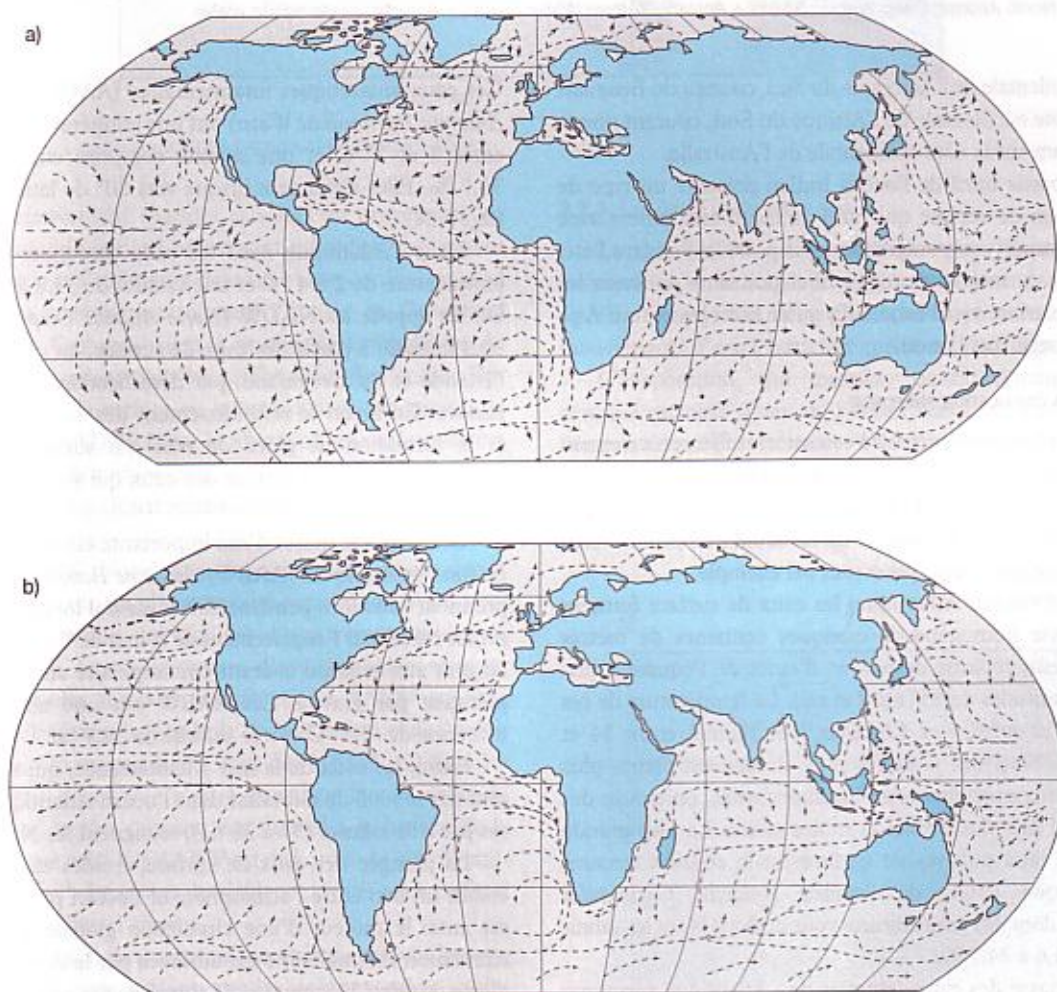


FIGURE 7.33. LES COURANTS Océaniques DE SURFACE pendant l'hiver boréal (a) et l'été boréal (b).

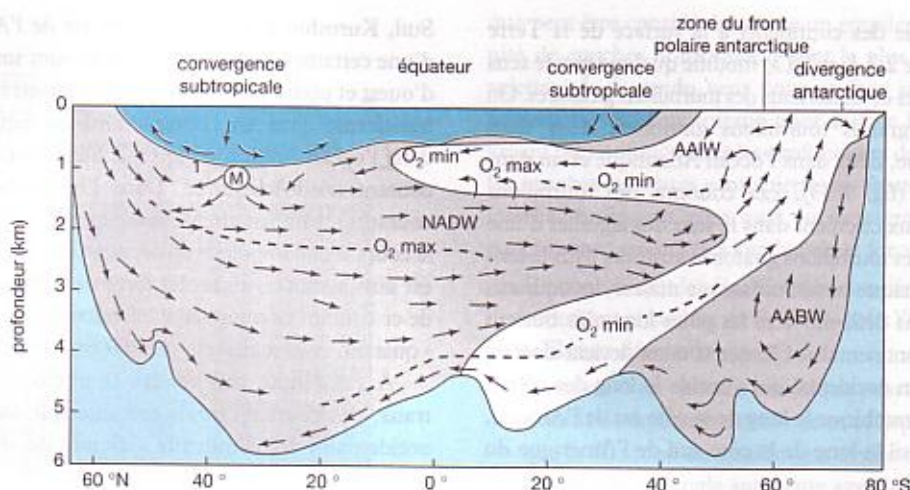


FIGURE 7.34. LA CIRCULATION MÉRIDIANNE DES MASSES D'EAU DE L'Océan ATLANTIQUE. M représente les eaux de la Méditerranée ; NADW = North Atlantic Deep Water ; AABW = Antarctic Bottom Water ; AAIW = Antarctic Intermediate Water.

côte occidentale de l'Amérique du Sud, courant du Benguela sur la côte occidentale de l'Afrique du Sud, courant ouest-Australien sur la côte occidentale de l'Australie.

La partie nord de l'océan Indien présente un type de circulation de surface qui varie de façon saisonnière avec les moussons (voir paragraphe 3.3.1 p. 293). Pendant l'été, les vents de moussons réguliers et puissants poussent les eaux de surface vers l'est, tandis qu'en hiver les vents d'Asie les poussent vers l'ouest.

2.2.2 LA CIRCULATION PROFONDE

Dans les océans actuels l'eau est stratifiée verticalement en différentes masses en fonction de la densité. L'origine et le comportement de ces masses ont pu être déterminés par l'étude de la température et de la salinité de profils verticaux. L'océan Atlantique est un bel exemple.

Dans l'océan Atlantique, les eaux de surface forment une masse homogène de quelques centaines de mètres d'épaisseur, répartie de part et d'autre de l'équateur jusqu'aux latitudes de 35° nord et sud. La température de ces eaux varie entre 6 et 19 °C et leur salinité entre 34 et 36,5 ‰. Sous des latitudes plus élevées, au climat plus froid et aux précipitations plus abondantes, on trouve des masses d'eau plus froides et moins salées. La plus grande masse d'eaux polaires de surface est le courant circumpolaire antarctique (ACC de l'anglais *Antarctic Circumpolar Current*) dont les températures vont de 0 à 2 °C et les salinités de 34,6 à 34,7 ‰.

La masse des eaux centrales de l'Atlantique surmonte une masse intermédiaire qui s'étend jusqu'à 1500 mètres de profondeur environ et dont l'origine est à rechercher dans les eaux circumpolaires qui plongent par gravité.

Ces eaux antarctiques intermédiaires (AAIW de l'anglais *Antarctic Intermediate Water*) ont une température comprise entre 3 et 7 °C et une salinité comprise entre 33,8 et 34,7 ‰. Elles s'étendent jusque vers 20° de latitude nord (fig. 7.34).

Dans l'Atlantique nord les eaux profondes ont une température de 2 à 4 °C et une salinité de 34,8 à 35,1 ‰. On les appelle les NADW (*North Atlantic Deep Water*) et elles naissent à partir des eaux de surface, au voisinage de l'Islande et du Groenland, par densification des eaux de surface. En hiver, le refroidissement des eaux de surface et la formation de glace de mer qui sursale les eaux libres augmentent la densité des eaux qui s'enfoncent par gravité.

Une dernière masse d'eau importante est celle des eaux de fond antarctiques (AABW, *Antarctic Bottom Water*) qui prennent naissance pendant l'hiver austral lorsque les saumures créées par l'englacement de la mer de Weddel se mélangent aux eaux du courant circumpolaire antarctique et plongent par gravité. Les AABW ont une température moyenne de -0,4 °C et une salinité de 34,7 ‰.

Enfin, les eaux de la mer Méditerranée, qui se déversent par le seuil de Gibraltar dans l'océan Atlantique, des par leur salinité (37 à 38 ‰), rejoignent les NADW.

La plongée des eaux de surface, froides et sursalées, établit un lien entre l'atmosphère et l'océan profond. Elle est aussi le moteur d'une circulation globale appelée la circulation thermohaline car amorcée par le double mécanisme de refroidissement et de sursalure par congélation de l'eau de mer.

La plus grande partie des NADW prennent naissance dans les mers de Norvège et du Groenland, où des eaux de

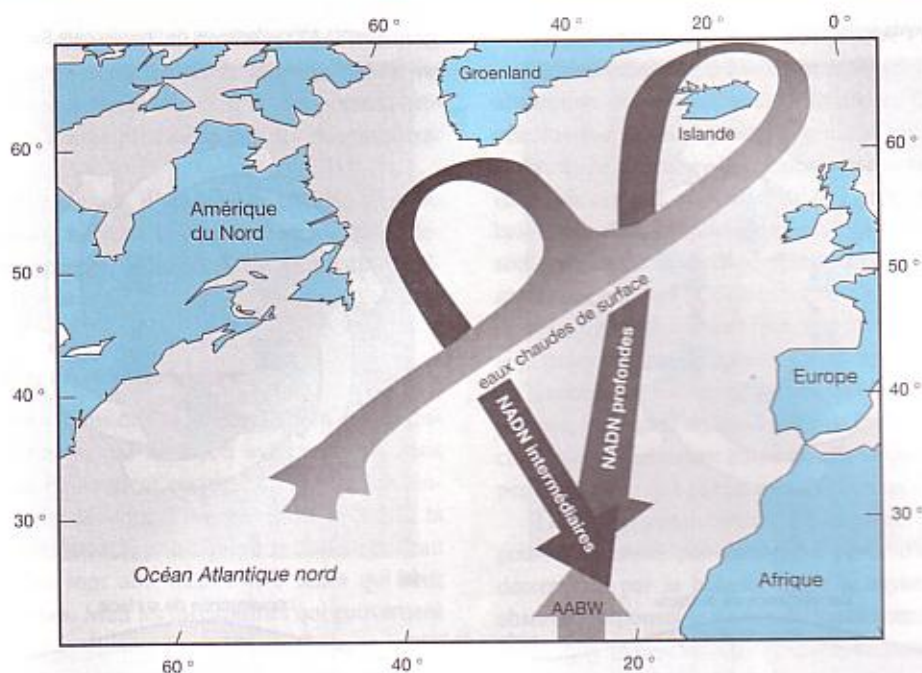


FIGURE 7.35. L'INITIALISATION DE LA CIRCULATION THERMOHALINE.

surface relativement chaudes et salées en provenance de l'Océan Atlantique nord-ouest, sont refroidies, deviennent plus denses, et s'enfoncent dans un bassin confiné au nord d'une ride sous-marine joignant l'Ecosse au Groenland (fig. 7.35). Ces eaux denses et sursalées débordent du bassin et s'écoulent dans les profondeurs de l'océan. Des eaux chaudes de surface ou intermédiaires compensent la plongée des NADW. C'est la libération de chaleur de ces eaux chaudes de surface, ainsi que celle du Gulf Stream qui maintiennent un climat relativement clément sur l'Europe du nord-ouest.

Les NADW s'écoulent au fond de l'océan Atlantique et rejoignent le courant circumpolaire antarctique (ACC) qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour de l'Antarctique. Les deux masses d'eau, refroidies sous les hautes latitudes australes, alimentent les AABW qui sont elles ventilées dans les fonds de l'océan Indien et de l'océan Pacifique. On estime que le flux des NADW est de 15 à 20 millions de $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (c'est-à-dire cent fois le débit de l'Amazonie, le plus puissant des fleuves à la surface de la Terre) et que celui des AABW est de l'ordre de 20 à 30 millions de $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le temps de résidence de ces eaux de fond avoisine le millier d'années.

La circulation thermohaline (baptisée de « *Great Conveyor Belt* », grand tapis roulant, par les océanographes anglo-saxons) associée au courant chaud de surface de type Gulf Stream est un efficace moyen de transport de chaleur entre l'équateur et les hautes latitudes.

2.2.3 LES UPWELLINGS ÉQUATORIAUX

La zone intertropicale est le domaine d'une intense évaporation et le siège de dépressions permanentes (le « pot-au-noir »). Ces deux phénomènes entretiennent des mouvements d'eaux verticaux appelées upwellings.

L'évaporation, qui transfère quotidiennement une certaine quantité d'eau de l'océan vers l'atmosphère, est compensée par des remontées d'eaux profondes (fig. 7.36).

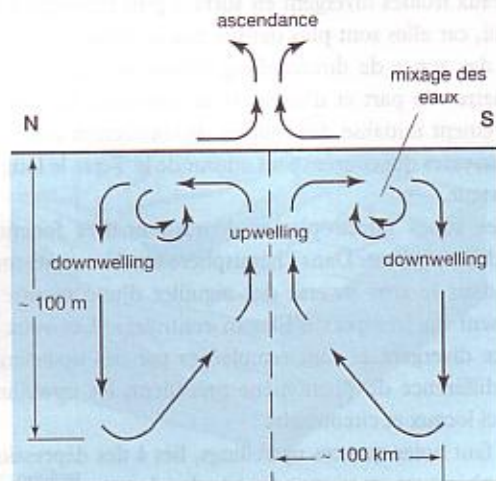


FIGURE 7.36. LA ZONE DE CONVERGENCE ÉQUATORIALE.

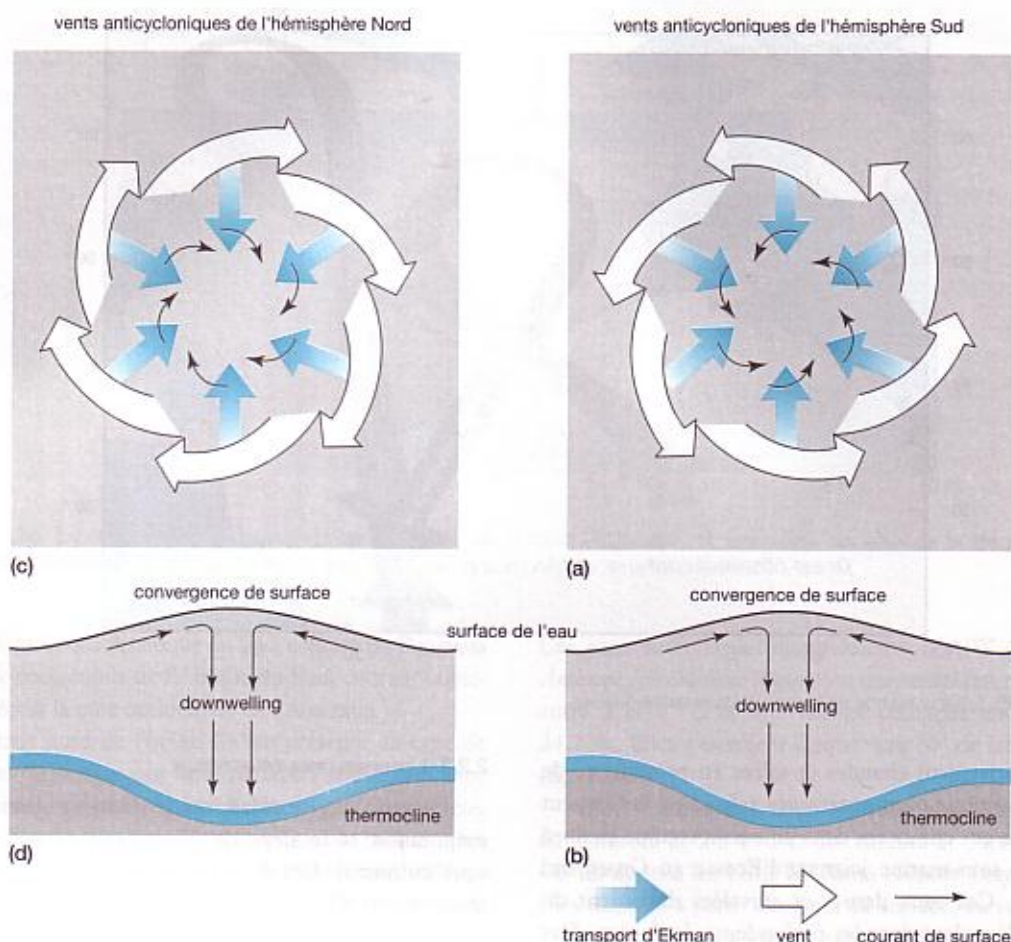


FIGURE 7.37. UN ANTICYCLONE GÉNÈRE UNE ZONE DE DOWNWELLING.

Ces eaux froides divergent en surface puis replongent par gravité, car elles sont plus denses que les eaux de surface, dans des zones de downwelling situées une centaine de kilomètres de part et d'autre de la remontée. Ce double mouvement initialise des cellules de convection stables et permanentes qui courent tout autour de la Terre le long de l'équateur.

Les zones intertropicales dépressionnaires fonctionnent différemment. Dans l'hémisphère nord les vents tournent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et induisent un transport d'Ekman centrifuge. Les eaux de surface divergent et sont remplacées par des upwellings. À la différence du phénomène précédent, les upwellings sont ici locaux et circonscrits.

Il faut noter que ces upwellings, liés à des dépressions atmosphériques, correspondent à des downwellings dans la configuration anticyclonique et que le mouvement des masses d'eau est identique quel que soit l'hémisphère considéré (fig. 7.37).

Les eaux froides des upwellings sont riches en gaz dissous (dioxyde de carbone par exemple) et en éléments nutritifs (nitrates, phosphates...) et favorisent la productivité primaire de l'Océan. Dans une étroite bande de 10 degrés de latitude de part et d'autre de l'équateur la productivité primaire est 40 fois plus élevée qu'à 40 degrés de latitude nord ou sud.

Les upwellings ont aussi un rôle extrêmement important dans les échanges gazeux entre l'Océan et l'atmosphère. Riches en CO_2 , ils sont le lieu de dégazage le plus efficace de l'Océan et leur intensité est l'un des régulateurs des cycles climatiques.

2.2.4 LES UPWELLINGS ET LES DOWNWELLING CÔTIERS

Le long des côtes le transport d'Ekman peut initialiser des mouvements d'eau verticaux. Lorsque des vents soufflent parallèlement aux côtes (fig. 7.38, p. 283) ou que des courants marins longent les continents, des masses d'eau de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur sont mises en

mouvement perpendiculairement au rivage. Si ce transport emporte des eaux de surface vers le large le déficit est compensé par des upwellings côtiers, si le transport importe des eaux du large l'excès est évacué par des downwellings côtiers.

D'importantes régions d'upwellings côtiers, plus ou moins permanents, bordent les façades occidentales des continents : upwellings d'Oregon-Californie, du Chili-Pérou, de Mauritanie...

2.3 LES MÉCANISMES ET LES INTERACTIONS

Comme nous venons de l'esquisser, l'océan et l'atmosphère ne fonctionnent pas de façon indépendante, mais sont au contraire étroitement couplés. Le système océan-atmosphère module les flux d'énergie entre le Soleil, la surface terrestre et l'espace, puis répartit la chaleur et l'eau des zones où elles sont abondantes vers celles qui sont moins bien pourvues. Mais les mécanismes qui gouvernent les climats relèvent également de nombreux facteurs autres qu'atmosphériques ou océaniques ; l'absorption du rayonnement électromagnétique, la biosphère, l'activité interne de la planète... jouent un rôle fondamental dans l'équilibre des climats actuels.

2.3.1 L'EFFET DE SERRE

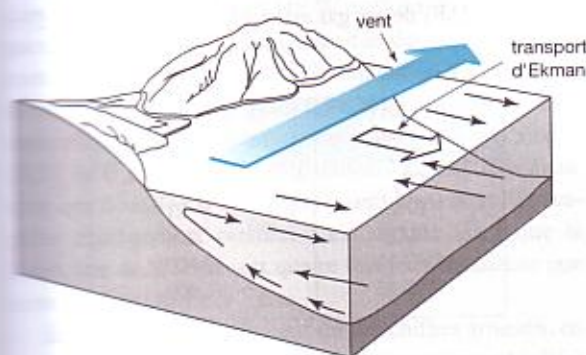
Toutes les molécules absorbent de l'énergie du rayonnement électromagnétique. L'énergie solaire reçue à la surface de la planète est absorbée par le sol, les plantes, les constructions humaines... puis réémise sous forme de rayonnement thermique de grande longueur d'onde, fonction de la température.

Le phénomène appelé « effet de serre » est responsable du réchauffement de la basse atmosphère de la planète par absorption du rayonnement infrarouge. Ce piégeage est effectué par certains gaz : la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le méthane, les chlorofluorocarbures... L'abondance de ces gaz, souvent d'origine anthropique, dans les basses couches de l'atmosphère est la cause principale du réchauffement : le rayonnement infrarouge absorbé par les gaz est réémis vers la Terre.

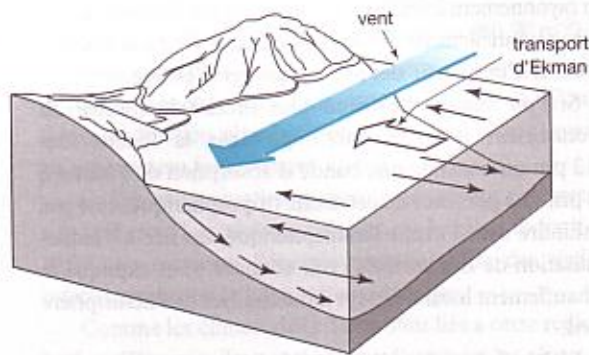
Le physicien français Jean-Baptiste-Joseph Fourier fut le premier homme de science à s'intéresser à l'effet de serre qu'il comparait à la serre horticole. De nos jours ce terme a persisté, bien que l'analogie soit peu évidente : une serre est chaude essentiellement parce qu'elle empêche l'air froid de pénétrer plutôt que par un contrôle du flux d'énergie solaire.

La température effective d'une planète (celle que l'on pourrait mesurer par exemple à partir d'un satellite) est déterminée par la balance entre le rayonnement solaire absorbé, responsable de son réchauffement, et le rayonnement infrarouge émis vers l'espace, responsable de son refroidissement. L'équilibre thermique est atteint lorsque l'énergie qui entre dans le système est égale à celle qui en sort. La température effective de la planète Terre, qui contrôle la réémission des infrarouges vers l'espace, est de 256 K ou -17°C (cf. exercice 2 p. 147). Or la température moyenne actuelle à la surface de la Terre est de 288 K (15°C). Ces 32 K de différence sont dus à l'effet de serre et n'existeraient pas si la planète était dépourvue d'atmosphère (cf. p. 142).

Les absorptions par les molécules de gaz de l'atmosphère terrestre sont différentes en fonction de l'altitude et des longueurs d'ondes du rayonnement électromagnétique



A. Upwelling



B. Downwelling

FIGURE 7.38. LE VENT CÔTIER ENGENDRE, SUIVANT SON SENS D'ÉCOULEMENT, SOIT DES UPWELLINGS, SOIT DES DOWNWELLINGS (HÉMISPHERE NORD).

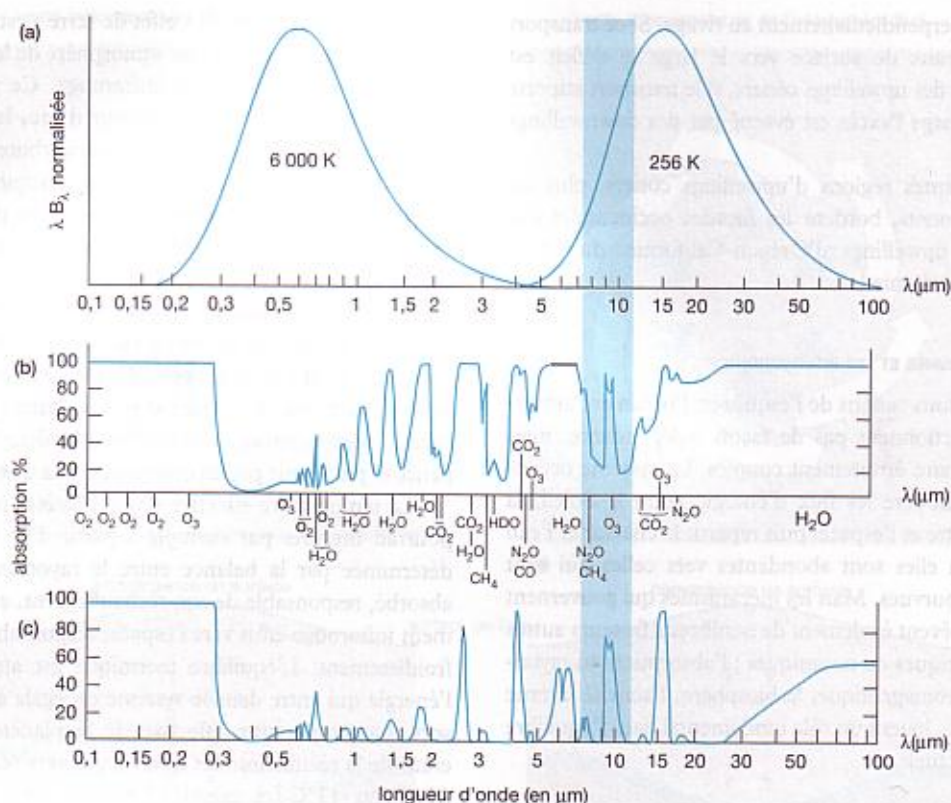


FIGURE 7.39. COURBES NORMALISÉES DE L'ÉMISSION DES CORPS NOIR AVEC LE SOLEIL À 6 000 K ET LA TERRE À 256 K (a) ; l'absorption par les gaz atmosphériques au niveau du sol (b) et à 11 km d'altitude (c).

(fig. 7.39). Le Soleil étant assimilé à un corps noir à 6 000 K environ, l'essentiel de son rayonnement traverse l'ensemble de l'atmosphère, et seul le dioxygène, l'ozone et la vapeur d'eau absorbent une partie de son énergie. La Terre étant assimilée à un corps noir à 256 K, une grande partie de son rayonnement infrarouge est absorbée par la basse atmosphère essentiellement. Seule la fenêtre des 8-12 μm autorise l'évasion d'une partie des infrarouges vers l'espace.

Si l'on analyse de façon plus précise le spectre du rayonnement terrestre infrarouge dans la fenêtre des 8-12 μm on constate une bande d'absorption de l'ozone à 9,6 μm . La présence de cet ozone troposphérique, à ne pas confondre avec l'ozone stratosphérique, est liée à l'industrialisation de nos sociétés (voir chapitre 8) et explique le réchauffement local des pays industrialisés de l'hémisphère Nord.

L'abondance, dans l'atmosphère, des gaz responsables de l'effet de serre est variable. Le plus abondant, et de loin,

est la vapeur d'eau qui peut atteindre 3 à 4 % lorsque la température est élevée. Puis on trouve, dans l'ordre, le dioxyde de carbone (365 ppmv¹), le méthane (1,73 ppmv²), NO₂ (310 ppbv²), les CFC-11 (274 pptv³) et les CFC-12 (488 pptv). Mais la capacité d'absorption du rayonnement infrarouge (ΔF) de ces gaz est très variable (tableau 7.2) et

GAZ À EFFET DE SERRE	ΔF PAR MOLÉCULE PAR RAPPORT À CO ₂
CO ₂	1
CH ₄	21
N ₂ O	206
CFC-11	12 400
CFC-12	15 800

TABLEAU 7.2. LES PRINCIPAUX GAZ À EFFET DE SERRE ET LEUR POTENTIEL RELATIF D'ABSORPTION.

¹ ppmv = partie par million en volume = 10^{-6} V

² ppbv = partie par milliard en volume (le b vient de l'anglais billion = milliard) = 10^{-9} V

³ pptv = partie par trillion en volume = 10^{-12} V

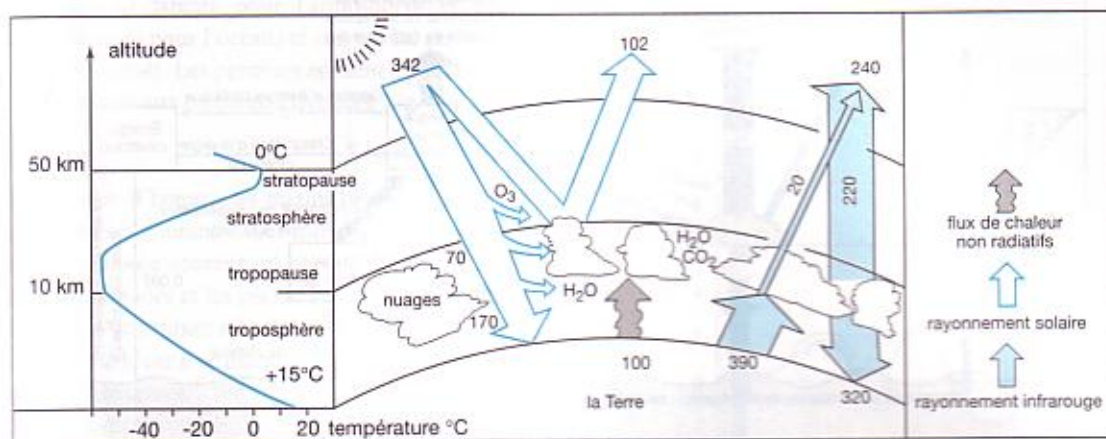


FIGURE 7.40. LE BILAN RADIATIF ACTUEL DE LA TERRE (W.m^{-2}) EN ÉQUILIBRE À COURT TERME.

leur impact sur l'effet de serre doit être analysé avec précision. Ainsi les CFC-12, bien que cent fois moins abondants que le méthane, présentent un pouvoir d'absorption qui est 750 fois supérieur par mole.

Pour la vapeur d'eau le bilan quantitatif est plus délicat à calculer. Son abondance dans l'atmosphère est éminemment variable et sa condensation la transforme en nuages de divers types. Les nuages les plus hauts possèdent un effet de serre notable du fait de leur température très basse, et sont transparents au rayonnement solaire parce qu'ils contiennent peu d'eau et beaucoup de glace : ces nuages réchauffent la planète. Les nuages plus bas sont plus chauds, souvent plus épais et opaques : ils refroidissent le sol.

Pour bien comprendre le climat de la Terre, il faut d'abord analyser son bilan énergétique moyen (fig. 7.40). La presque totalité (99 %) du rayonnement solaire entrant dans le système terrestre (342 W.m^{-2}) est de courte longueur d'onde, le maximum étant situé dans le visible. Des mesures effectuées par satellite indiquent qu'environ 30 % de ce rayonnement incident est réfléchi par le système Terre-atmosphère vers l'espace : cette valeur définit l'albédo (0,30) de la planète. Par comparaison l'albédo de la Lune est de 0,07 car les nuages y sont absents et l'atmosphère extrêmement raréfiée. Cela signifie aussi que la Terre, vue de la Lune, est quatre fois plus lumineuse que notre satellite vue de la Terre.

En moyenne, en raisonnant sur des chiffres arrondis, en effet sur toute la Terre, les 70 % du rayonnement solaire entrant (240 W.m^{-2}) sont absorbés par l'ozone dans la stratosphère, par la vapeur d'eau, les nuages et les aérosols de la troposphère (70 W.m^{-2}) et par la surface (170 W.m^{-2}).

Pour maintenir la balance énergétique, un rayonnement infrarouge réémet vers l'espace 390 W.m^{-2} , dont 20 vont traverser directement l'atmosphère dans la fenêtre des 8-12 μm , le reste étant absorbé par la troposphère.

L'atmosphère à son tour, ayant absorbé ($70 + 370 = 440 \text{ W.m}^{-2}$), va en réémettre 220 W.m^{-2} vers l'espace et 320 W.m^{-2} vers la surface de la Terre. Un bilan rapide montre que l'excès d'énergie de la surface (100 W.m^{-2}) doit être compensé par des processus non-radiatifs tels l'évaporation (80 W.m^{-2}) et la conduction (20 W.m^{-2}).

D'un point de vue thermodynamique, l'énergie interne de l'atmosphère (220 W.m^{-2}) lui est fournie par (fig. 7.41, p. 286) :

- l'absorption de rayonnement solaire (70 W.m^{-2}),
- l'absorption du rayonnement infrarouge émis par le sol (50 W.m^{-2}),
- le flux de chaleur sensible (20 W.m^{-2}),
- le flux de chaleur latente d'évaporation (80 W.m^{-2}).

Seule une faible partie de cette énergie interne est transformée en énergie cinétique atmosphérique (2 W.m^{-2}), dont une fraction plus faible encore ($0,007 \text{ W.m}^{-2}$) mettra en mouvement les courants océaniques.

En fait cette situation moyenne ne prévaut pas partout sur la Terre. Les régions polaires où le bilan radiatif est déficitaire reçoivent l'énergie compensatoire des régions intertropicales où le bilan est excédentaire.

Comme les climats de la Terre sont liés à cette redistribution d'énergie, il est intéressant d'analyser les réservoirs qui stockent cette énergie et de découvrir quels sont les mécanismes qui assurent les transferts.

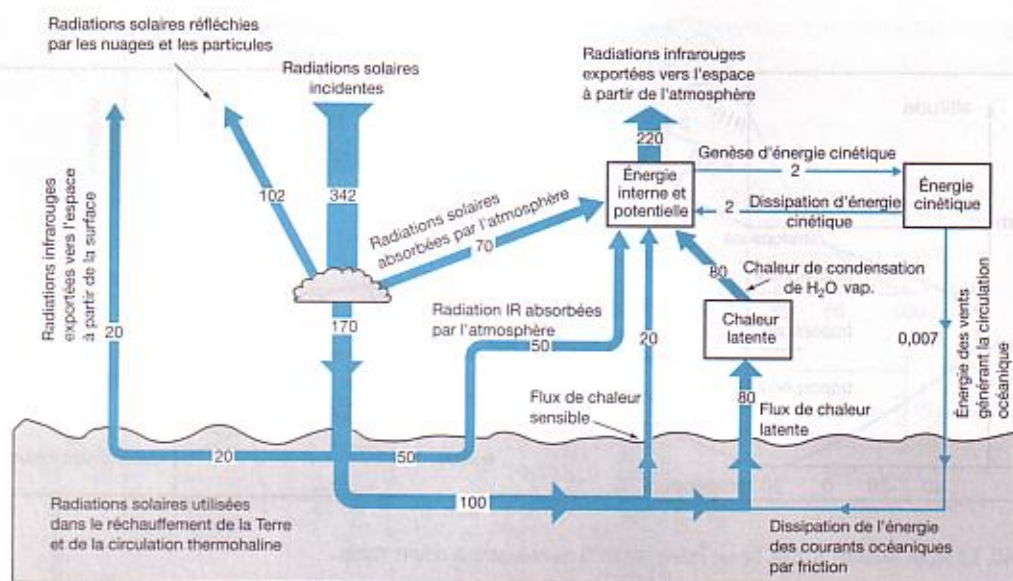


FIGURE 7.41. LA THERMODYNAMIQUE DE L'ATMOSPHÈRE.

2.3.2 LE STOCKAGE ET LES TRANSFERTS D'ÉNERGIE

Le maximum d'ensoleillement annuel (fig. 7.4, p. 249) est localisé aux latitudes où le Soleil culmine au zénith et se déplace entre les tropiques du Cancer et du Capricorne ($23^\circ 27'$ nord et sud). Dans le domaine océanique cet ensoleillement entraîne un stockage de chaleur atmosphérique par changement d'état de l'eau (chaleur latente de vaporisation) et un stockage de chaleur aquatique sur une épaisseur de quelques dizaines de mètres, proches de la surface (chaleur massique de l'eau). Il s'agit donc d'un double stockage dans chacun des deux grands fluides terrestres.

Sur les continents les mécanismes sont quelque peu différents et l'échauffement est essentiellement stocké dans le fluide atmosphérique.

Le bilan entre l'intensité radiative reçue et celle émise à la surface de la Terre est positif entre l'équateur et 40° de latitude nord, négatif sous les hautes latitudes (fig. 7.42a). S'il n'existait aucun transfert de chaleur entre les basses et les hautes latitudes, notre planète s'échaufferait continuellement dans les zones équatoriales et se refroidirait sans cesse dans les zones polaires. Son équilibre thermique actuel est assuré par un double transfert de chaleur de l'équateur vers les pôles :

- d'une part par le mouvement des masses océaniques qui sont le plus efficaces dans le domaine tropical,
- d'autre part par l'atmosphère qui prend le relais entre les tropiques et 60° de latitude nord.

L'assymétrie de la répartition des continents et des océans, entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud, entraîne un transfert d'énergie austral entre 0 et 3° nord (fig. 7.42b).

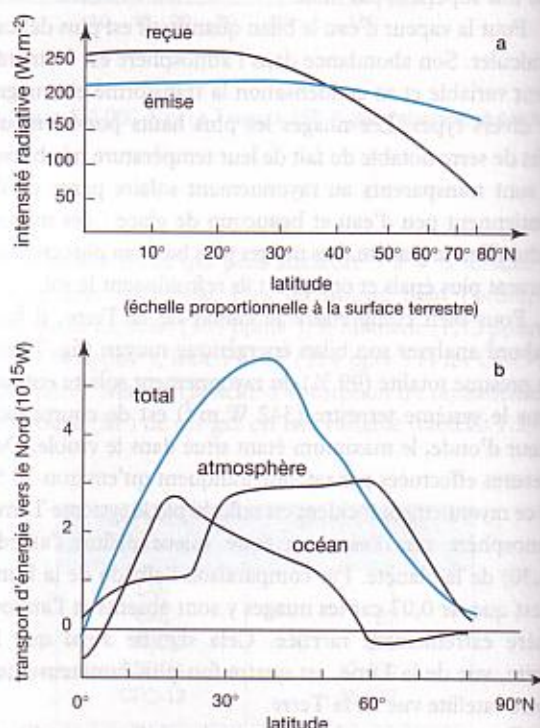


FIGURE 7.42. LE BILAN RADIATIF ENTRE LES HAUTES ET LES BASSES LATITUDES (a) ET LE TRANSPORT D'ÉNERGIE (b).

Ces transferts peuvent être différenciés suivant leurs vecteurs (chaleur latente pour l'atmosphère et grands courants giratoires pour l'océan) et suivant les saisons (été austral et été boréal). Les premiers agissent aux basses latitudes, les seconds aux moyennes latitudes (fig. 7.43).

2.3.3 El Niño

De mémoire d'homme les marins péruviens observent chaque année un courant côtier qui s'écoule vers le sud. Certaines années ce courant est particulièrement intense, les eaux plus chaudes et les pêches bien plus modestes. Ils nomment alors ce courant « *El corriente del Niño* » (le courant de l'enfant Jésus), car il se manifeste à l'époque de Noël et perdure quelques mois.

Au début du ^{xx}e siècle, Sir Gilbert Walker, directeur général des observatoires en Inde, cherche à prévoir les moussons. Compulsant toutes les observations atmosphériques disponibles, il note que lorsque la pression atmosphérique augmente à l'ouest du Pacifique, près de l'Australie, elle diminue à l'est, près de l'Amérique du Sud, et inversement. Il décèle ainsi l'existence d'un énorme transfert de masse à l'échelle de l'océan Pacifique qu'il nomme l'oscillation australe.

Ce n'est qu'en 1957, pendant l'année géophysique internationale, que le lien fut établi entre ces deux phénomènes et que l'on pris conscience de l'ampleur géographique de ce couplage, appelé depuis ENSO (*El Niño Southern Oscillation*).

Pour comprendre le phénomène ENSO, abusivement qualifié « d'anormal », il faut d'abord analyser le fonctionnement « normal » du système océan-atmosphère dans le Pacifique équatorial. Cet océan s'étend sur plus de 17 000 kilomètres de long du pays Équateur, à l'est, à l'archipel des Molluques, à l'ouest. Dans cette bande équatoriale, l'atmosphère et l'océan absorbent un fort rayonnement solaire et accumulent ainsi une importante énergie thermique. L'air chaud de cette région, moins dense, s'élève et est remplacé par l'air des alizés (du Nord-Est pour l'hémisphère boréal et du Sud-Est pour l'hémisphère austral). De part et d'autre de sa zone équatoriale soufflent donc les alizés du Pacifique qui ont pour effet de créer deux longs courants marins qui s'écoulent d'est en ouest, parallèlement à l'équateur et de chaque côté de celui-ci. Largés d'un millier de kilomètres en moyenne, ces courants équatoriaux de surface transportent chacun un million et demi de kilomètres cubes d'eau. Il s'ensuit une énorme accumulation d'eaux chaudes (de 28 à 29 degrés Celsius) dans la partie ouest du Pacifique qui induit une surélévation du niveau marin de 50 centimètres.

Comme ces eaux chaudes ne peuvent s'accumuler indéfiniment, une partie importante repart en sens inverse,

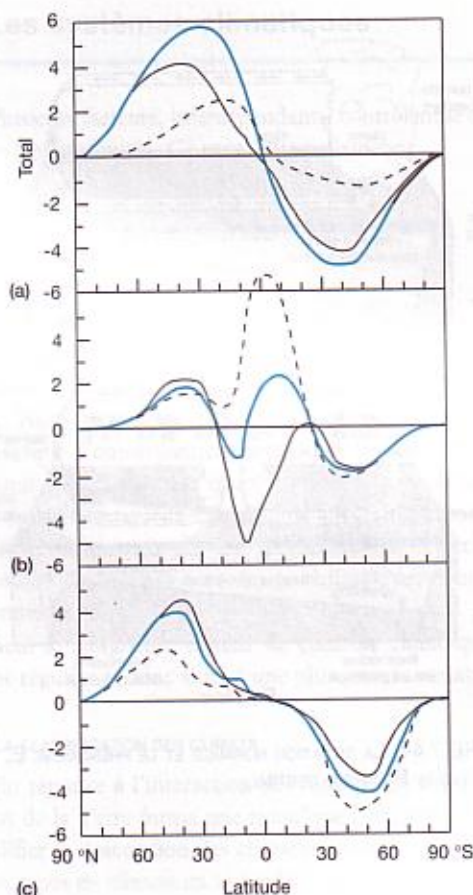


FIGURE 7.43. LES TRANSPORTS D'ÉNERGIE MÉRIDIENS (10^{15} W).

- (a) transport annuel par l'atmosphère (trait fin), l'océan (pointillés) et l'ensemble Océan-atmosphère (trait gras) ;
- (b) transport annuel de chaleur latente atmosphérique (trait gras), de décembre à février (trait fin) et de juin à août (tiretés) ;
- (c) transport annuel par les tourbillons giratoires (trait gras), de décembre à février (trait fin) et de juin à août (pointillés).

de l'Asie vers l'Amérique. Elle emprunte alors une sorte d'allée centrale, comprise entre et sous les deux courants équatoriaux, le contre-courant équatorial. Ce contre-courant s'écoule facilement car il n'est pas gêné par des vents contraires : il se situe en effet dans la zone de convergence intertropicale, là où les vents sont pratiquement inexistantes. Le contre-courant équatorial et la zone de convergence ne sont pas strictement placés sur l'équateur mais sont décalés de cinq à dix degrés vers le nord. Les eaux chaudes du contre-courant équatorial rencontrent ainsi le plus souvent les côtes de l'Amérique Centrale et du Mexique, remontent vers le nord et repartent dans le courant nord-équatorial.

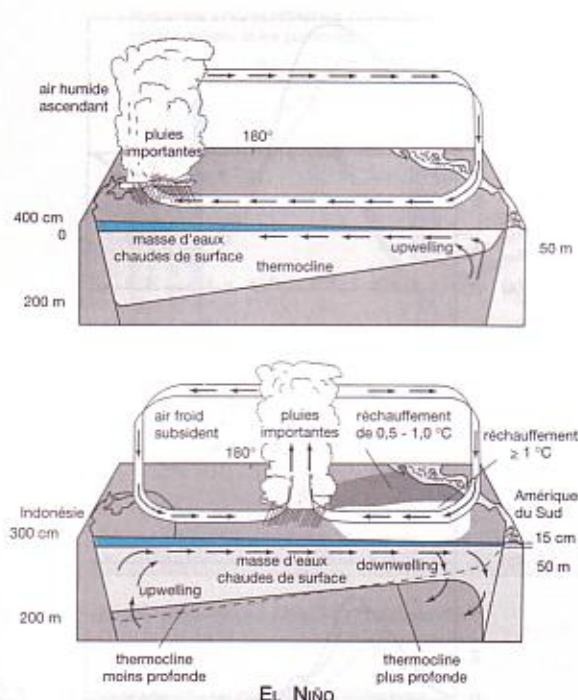


FIGURE 7.44. LA SITUATION NORMALE ET LE PHÉNOMÈNE EL NIÑO DANS L'Océan PACIFIQUE CENTRAL.

En règle générale, les côtes de l'Amérique du Sud se situent ainsi en totalité au sud du circuit des eaux chaudes du contre-courant équatorial.

La partie méridionale des côtes du Chili, bordée par l'anticyclone du Pacifique sud qui engendre des vents allant du sud-ouest vers le nord-est, est baignée par des eaux froides provenant des hautes latitudes : le courant de Humboldt. Plus au nord, au-delà du 30^{ème} parallèle Sud, les vents tournent vers le nord-ouest et deviennent les alizés. Les eaux de surface du courant de Humboldt sont alors entraînées vers le large et sont remplacées par des eaux profondes, riches en éléments nutritifs. Cette remontée d'eaux profondes ou *upwelling* se traduit par une extraordinaire abondance en plancton, en poissons et en oiseaux de mer qui s'en nourrissent. Ce phénomène, localisé sur la côte péruvienne vers 7-8° S et 15-16° S et sur la côte chilienne vers 22-23° S et 30° S, fait de ces pays les plus grands producteurs potentiels de poissons (anchois et sardine en particulier) et de guano du monde. En 1970, 1500 bateaux ont ramené ainsi 14 millions de tonnes d'anchois (le cinquième de la pêche mondiale).

Chaque année, de janvier à mars, lors de l'été austral, l'anticyclone du Pacifique sud se déplace vers le sud-ouest :

les alizés faiblissent, les upwellings disparaissent et le contre-courant sud-équatorial s'étale vers le sud. Ces eaux chaudes, et donc moins denses recouvrent les eaux fraîches du courant du Humboldt. Cette masse d'eau chaude qui élève la température de l'océan de 3 à 4°C, développe une dépression atmosphérique de quelques millibars accompagnée de pluie sur les côtes d'Amérique du Sud.

Phénomène climatique saisonnier, El Niño apparaît début décembre. Et la situation « normale » que nous venons de décrire, quoique stable, s'écarte parfois de son état d'équilibre durant les événements El Niño-oscillation australe. Au cours de ces événements, l'énorme masse d'eau chaude située dans le Pacifique ouest se déplace vers le Pacifique central et Est, avec son cortège de perturbations atmosphériques. On a dénombré une dizaine d'événements El Niño durant les 70 dernières années (1925, 1930, 1941, 1951, 1957, 1977, 1982, 1992, 1994 et 1998).

Depuis plus d'un siècle, aucun El Niño n'a égalé en intensité celui de l'hiver 1982-1983. Dès novembre 1982, une masse d'eau chaude de plus de 150 mètres d'épaisseur arriva sur les côtes de l'Équateur et du Pérou (fig. 7.44). Cette couverture d'eau chaude, moins riche en produits nutritifs, entraîna une destruction catastrophique du plancton et donc des poissons. Avant de disparaître ceux-ci pourrissent et produisent de l'hydrogène sulfuré, un gaz nauséabond auquel El Niño doit le nom poétique de « Peintre de Callao » qu'on lui attribuait autrefois : les peintures blanches des bateaux étaient alors constituées d'oxyde de plomb (PbO_2 , la céruse) et celle-ci noircissait sous l'action de l'hydrogène sulfuré en se transformant en sulfure de plomb.

Lorsque El Niño se manifeste de façon aussi marquée, l'eau chaude qui s'étale sur une énorme superficie entraîne l'apparition d'une forte dépression atmosphérique chargée d'air très humide et des déluges de pluie s'abattent sur la côte : durant l'hiver 1982-1983, au cours de quelques semaines, il tomba plus de trois mètres d'eau dans la région de Guayaquil.

Pendant que les déluges s'abattaient sur l'extrémité orientale du Pacifique, à l'autre extrémité, en Australie orientale et en Indonésie, une sécheresse sévissait.

Mais cet événement ne se limita pas seulement aux deux extrémités de l'océan Pacifique. Puisque l'anticyclone du Pacifique sud avait disparu, les alizés s'évanouirent aussi et la température des eaux de surface se mit à augmenter régulièrement jusqu'à dépasser les 27 °C, seuil limite de la production des cyclones tropicaux. Cette élévation de température, partie de l'équateur, atteignit les 25° de latitude sud, c'est à dire des régions où la force de Coriolis est suffisante pour que les cyclones se forment. Entre décembre 1982 et mai 1983 cinq cyclones et deux fortes tempêtes

tropicales touchèrent la Polynésie française. Ce phénomène affecta de nombreuses autres îles situées dans une bande de latitude comprise entre 10° S et 25° S.

ENSO dépasse largement le cadre de l'océan Pacifique Sud. La situation étant symétrique de part et d'autre de l'équateur, le courant de Californie, qui est l'homologue boréal du courant de Humboldt, disparaît ainsi que les alizés et les upwellings. En l'absence d'alizés, les eaux du Pacifique nord se réchauffent et les îles Hawaii sont balayées par des cyclones.

ENSO, par delà le Pacifique affecte l'ensemble du système climatique mondial. Les centres des deux autres anticyclones austraux, celui de l'océan Atlantique et celui de l'océan Indien, quittent leur position habituelle au milieu de ces océans pour glisser vers l'ouest et recouvrir respectivement l'Amérique du Sud et l'Afrique australe. Il s'ensuit un accroissement notable de la sécheresse sur les zones arides du Kalahari ou dans des régions normalement soumises à un cycle de saisons sèches et de saisons humides comme le nord de l'Argentine, l'est du Paraguay et le sud du Brésil.

Les progrès dans la connaissance de ce type de phénomène climatique ont été réalisables grâce à l'utilisation conjointe des mesures in situ, des observations par satellite et des simulations numériques. Les mesures par satellite sont particulièrement utiles : elles seules donnent une vision de tout le bassin océanique qui englobe les diverses échelles spatio-temporelles. De l'espace, on mesure la température des eaux de surface et le niveau de la mer dont on déduit les courants de surface.

Un des derniers satellites, Topex/Poseidon, mis en orbite à 1 300 kilomètres d'altitude en août 1992, possède deux radars altimétriques capables de mesurer les variations du niveau de la mer au centimètre près. On observe ainsi les variations saisonnières, interannuelles (ENSO) et globales. En octobre 1994, dans le Pacifique équatorial Ouest, Topex/Poseidon a détecté une anomalie positive du niveau de la mer, d'environ treize centimètres. En temps quasi réel, on a vu cette anomalie se propager vers l'est, le long de l'équateur, et atteindre les côtes d'Amérique du Sud moins de deux mois plus tard. La propagation de cette onde équatoriale, dite de Kelvin, est attribuée à un événement El Niño. Au début de l'année 1996, on a décelé une forte anomalie négative du niveau de la mer au centre de l'océan Pacifique équatorial. Elle correspondait à une anomalie froide de la température de surface et on l'associe cette fois au début de La Niña, phénomène inverse de El Niño.

3. Les systèmes climatiques

Plusieurs facteurs, interdépendants, contrôlent le climat d'une région donnée. Ce sont essentiellement :

- la latitude,
- l'altitude,
- la topographie,
- la proximité de grandes masses d'eau,
- la circulation atmosphérique locale.

Les quatre premiers facteurs sont pérennes à l'échelle humaine et exercent donc une influence régulière et prévisible. Nous avons vu précédemment que la variation saisonnière d'ensoleillement ainsi que la durée du jour variaient avec la latitude, que l'altitude influençait la température de l'air, que la topographie affectait la répartition des nuages et donc la pluviométrie, que la grande stabilité thermique des masses océaniques réduisait les contrastes saisonniers.

Seul le cinquième facteur de contrôle climatique est moins régulier et donc sujet à une plus grande variabilité.

3.1 LA CLASSIFICATION DES CLIMATS

En réponse à l'interaction des facteurs de contrôle, le climat de la Terre forme une mosaïque complexe. Afin de simplifier la description, les climatologues regroupent les divers types de climats en se fondant sur :

- des paramètres météorologiques,
- les environnements créés par les climats.

La première de ces classifications est génétique, la seconde empirique. La classification la plus utilisée, celle issue des travaux de Wladimir Köppen, combine ces deux types d'approche et décrit les grandes zones climatiques du globe.

Mais il existe aussi des climats dont l'espace est d'une dimension de l'ordre du kilomètre ou de la dizaine de kilomètres et qui dépendent de la topographie : les topoclimats. Les facteurs qui les caractérisent sont alors l'altitude, l'exposition, la pente, la proximité d'une masse d'eau, la nature du substrat...

3.1.1 LA CLASSIFICATION FONDÉE SUR CELLE DE KÖPPEN

La végétation indigène d'une région donnée étant un indicateur naturel du climat, Köppen définit les limites des climats en se fondant sur :

- les communautés végétales, associées à la moyenne mensuelle des températures,
- les moyennes annuelles de températures et de précipitations.

GROUPES DE CLIMATS	TYPES DE CLIMATS	PRÉCIPITATIONS
A tropical humide	Ar tropical pluvieux Aw tropical humide et sec	pas plus de deux mois secs humide en été, sec en hiver
B sec	BS semiaride (steppe) BSh (chaud), tropical-subtropical Bsk (froid), tempéré-boréal BW aride (désert) BWh (chaud), tropical-subtropical BWk (froid), tempéré-boréal	faible pluviosité, surtout en été constamment sec constamment sec
C subtropical	Cs subtropical à été sec Cf subtropical humide	sécheresse estivale, hiver pluvieux pluies en toutes saisons
D tempéré	Do océanique Dc continental	pluies en toutes saisons pluies annuelles accentuées en été, neige l'hiver
E boréal	E boréal	faibles précipitations toute l'année
F polaire	Ft toundra Fi calotte glaciaire	faibles précipitations toute l'année faibles précipitations toute l'année
H de haute altitude	H variable	variable

TABLEAU 7.3. LES GRANDS TYPES DE CLIMAT.

Depuis sa création, en 1918, le schéma de Köppen a été amélioré et la classification utilise aujourd'hui sept lettres pour symboliser les principaux groupes climatologiques: (A) tropical humide, (B) sec, (C) subtropical, (D) tempéré, (E) boréal, (F) polaire, (H) d'altitude. Une deuxième série de lettres subdivise ces grands groupes en types de climats (tableau 7.3).

Le climat équatorial, ou tropical pluvieux, (Ar) est constamment chaud et humide [influence quasi permanente de la zone de convergence intertropicale]⁴.

Le climat tropical (Aw), sans période de refroidissement marquée et prolongée, est caractérisé par un hiver sec [hautes pressions subtropicales] et une saison estivale pluvieuse d'au moins sept mois (« tropical humide ») [influence des flux de moussons humides], ou de trois mois (« tropical sec ») [influence des alizés].

Les climats aride (BW) et subaride (BS) sont caractérisés par des pluies très faibles et irrégulières dans le temps et dans l'espace. Ils sont de deux types principaux. Aux latitudes tropicales, « aride chaud » (BWh) avec des journées très chaudes et des nuits fraîches toute l'année [hautes pressions subtropicales quasi permanentes]. Aux latitudes tempérées, « aride froid » (BWk) avec des hivers froids [hautes pressions thermiques] et des étés chauds [rares

perturbations d'ouest]. Une faible pluviosité, surtout estivale transforme ces climats arides en climats semi-arides (BSh et Bsk).

Le climat subtropical (C) est une transition entre la zone chaude et la zone tempérée, et présente deux types. À l'ouest des continents et autour de la Méditerranée, le type « méditerranéen » (Cs), pluvieux et souvent doux en hiver [perturbations d'ouest], chaud et sec en été [hautes pressions subtropicales]. À l'est des continents, le type « chinois » (Cf), frais et peu pluvieux en hiver [anticyclones thermiques ou vents d'ouest], chaud et arrosé en été [alizés ou mousson humide].

Le climat tempéré océanique (Do) est pluvieux toute l'année, doux en hiver et tiède en été [perturbations d'ouest].

Le climat tempéré froid ou continental (Dc) est froid et peu arrosé en hiver [anticyclones thermiques ou vents d'ouest], chaud et assez pluvieux en été [circulation d'ouest dans sa partie occidentale, circulation d'est sur les façades orientales].

Le climat boréal ou hypercontinental des moyennes latitudes (E) est caractérisé par de longs hivers très froids [anticyclone thermique] et des étés chauds et peu pluvieux [convection locale, rares advections d'air humide].

⁴ traits dominants de la circulation atmosphérique entre crochets.

3.2.1 LES MOYENS D'OBSERVATION ET L'ACQUISITION DES DONNÉES

Environ 10 000 stations météorologiques terrestres fournissent aujourd'hui, au moins deux fois par jour, des informations de base sur l'état de l'atmosphère (température, pression, taux d'humidité, précipitations, direction et force du vent, ensoleillement...). Toutes les mesures de ce réseau mondial sont effectuées à la même heure, l'heure UTC (temps universel coordonné). Depuis les années 1975 des stations automatiques, reliées à un ordinateur par réseau téléphonique ou par satellite, permettent de multiplier à un moindre coût les mesures dans les zones d'accès difficiles (mer, montagne, désert...). Sur les océans (70 % de la surface de la Terre), le réseau est particulièrement lâche et inégal : les mesures y sont effectuées par des navires marchands (environ 4 000 navires fournissent des informations chaque jour), par quelques navires spécialisés en position fixe ainsi que par des bouées ancrées ou dérivantes. Environ un millier de stations continentales ou océaniques sont équipées de ballons-sondes, qui mesurent les états de l'atmosphère jusqu'à 30 km d'altitude.

En complément de ces réseaux de mesure, la météorologie fait appel aux techniques de télédétection, satellites et radar en particulier. Les satellites artificiels d'observation de la Terre sont de deux types :

- les satellites géostationnaires, à 36 000 km d'altitude, donnent une image globale de près du tiers de la planète et permettent le suivi du déplacement des masses nuageuses,
- les satellites à défilement, à environ 800 km d'altitude et en orbite polaire héliosynchrone, fournissent principalement des informations sur la structure thermique, verticale ou horizontale, de l'atmosphère.

Les radars météorologiques émettent des impulsions électromagnétiques qui sont en partie réfléchies vers l'instrument lorsqu'elles rencontrent une masse nuageuse (gouttes d'eau ou particules de glace). L'analyse de cet écho permet de localiser les zones de précipitations et de préciser la nature des nuages.

3.2.2 LES PARAMÈTRES MESURÉS

Une description rigoureuse « du temps » est une idée simple à formuler, bien moins à mettre en œuvre. En fait, toute situation météorologique est un événement unique, et une description rationnelle de celui-ci passe par sa décomposition en des phénomènes simples, reproductibles, et qui, une fois combinés, donnent une bonne idée de ce qu'est – ou fut – l'événement en question. L'évaluation des paramètres doit donc être indiscutable et universelle, et il est primordial que le résultat de l'évaluation d'un paramètre ne dépende pas du moyen d'évaluation.

On peut classer les paramètres pertinents à connaître en météorologie selon ce qu'ils décrivent.

- L'état de l'atmosphère est décrit, à différents niveaux d'altitude, par :
 - la pression atmosphérique,
 - la température de l'air,
 - l'humidité de l'air,
 - la force du vent,
 - la direction du vent.
 - Les échanges avec d'autres milieux sont quantifiés par :
 - le rayonnement solaire incident,
 - le rayonnement terrestre émis,
 - les précipitations,
 - l'évaporation des sols et de l'océan,
 - les échanges de chaleur sensible entre la surface et l'atmosphère.
 - Les conditions du milieu environnant sont caractérisées par :
 - l'état du sol (gelé, humide...),
 - le relief,
 - l'état de surface de l'océan,
 - la température de la mer et du sol à différentes profondeurs.
 - Les types de temps et les nuages (visibilité, genre de nuages, type de précipitation...) sont toute une série de paramètres seulement estimables par l'homme.
- Enfin, il est nécessaire de bien définir la maille et la fréquence des observations. Un réseau d'observations est analogue au filet du pêcheur et la distance entre les points de mesures correspond à la maille du filet : trop grande, elle laisse passer sans les intercepter les phénomènes de dimensions réduites. De même, des observations trop espacées dans le temps risquent de ne pas enregistrer des phénomènes de courte durée.

3.2.3 LE TRAITEMENT DES DONNÉES ET LES PRÉVISIONS

À partir des multiples mesures effectuées en de nombreux points, on peut envisager de prévoir l'évolution météorologique de l'atmosphère dans les heures ou les jours qui suivent. Effectuer de telles prévisions pour le futur proche constitue un objectif primordial de la météorologie opérationnelle.

Pour élaborer ces prévisions il est nécessaire de disposer du maximum d'informations sur la situation actuelle : que l'évolution de la situation soit prévue par des spécialistes ou automatiquement par un modèle numérique, il convient de bien connaître la situation de départ. En conséquence, l'un des deux buts précis du traitement des données est de pouvoir produire automatiquement et en quelques minutes des cartes de données brutes. L'autre but est de permettre l'initialisation des modèles numériques.

La France a adopté un type de réseau étoilé pour effectuer ce travail. Sept Centres météorologiques inter-régionaux (CMIR), concentrant eux-mêmes les liaisons des sites d'observation de leur zone, ainsi que le Centre de météorologie spatiale de Lannion (données Météosat), transmettent leurs données au Centre national météorologique, à Paris, où sont réalisées les synthèses et les prévisions.

3.2.4 L'ORGANISATION MONDIALE DE SURVEILLANCE

L'atmosphère se présente comme un milieu continu, au sein duquel toute perturbation est susceptible de se propager jusqu'à des distances considérables de la zone où elle est apparue initialement. La météorologie n'ayant pas de frontières, seule une coopération internationale pourra la surveiller efficacement.

Les activités d'observation, de traitement des données collectées et d'échanges d'information constituent les trois piliers du système dit de la VMM (Veille météorologique mondiale) mis en place en 1963 sur l'ensemble du globe. Cette VMM est le programme fondamental de l'Organisation météorologique mondiale (OMM), dont le siège est à Genève et qui est une agence spécialisée des Nations unies au même titre que l'UNESCO ou l'Organisation mondiale de la santé (OMS). Les missions de l'OMM sont d'assurer la coopération internationale en particulier au niveau planétaire, d'œuvrer pour la normalisation des méthodes et des procédures dans les domaines de la météorologie, de l'hydrologie et de leurs applications aux diverses activités humaines, ainsi que de promouvoir la recherche et l'enseignement.

La météorologie moderne requiert des moyens matériels de plus en plus importants et donc toujours plus coûteux, qui dépassent largement les possibilités d'un seul service national. C'est pour cette raison que plusieurs pays européens ont décidé de mettre leurs ressources en commun, en 1975, dans un Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT) installé à Reading dans l'ouest londonien. Son objectif principal est la réalisation quotidienne de prévisions numériques jusqu'à l'échecance de dix jours.

Un autre exemple de coopération est celui de l'Organisation européenne de satellites météorologiques (Eumetsat), créée en 1986 et localisée à Darmstadt (Allemagne) pour gérer le programme des satellites Météosat.

3.3 LES SYSTÈMES RÉGIONAUX ET LOCAUX

À l'échelle planétaire, la répartition des vents est en relation avec la position des anticyclones et des dépressions. Elle dépend aussi du gradient de pression

barométrique et du relief. Les systèmes de vents régionaux et locaux sont d'une grande importance pour l'homme. Certaines civilisations ont assis une partie de leur puissance sur leur habileté à les exploiter : dans l'Antiquité, les Grecs puis les Romains ont dominé la Méditerranée grâce à la connaissance précise des vents marins. Dans d'autres régions du monde ils apportent régulièrement la pluie qui permettra les cultures.

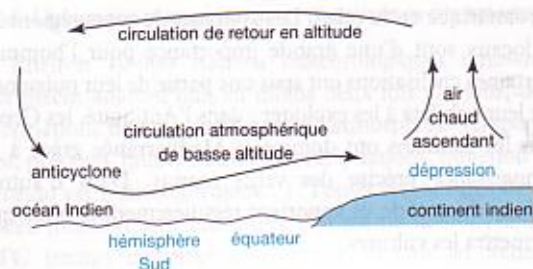
3.3.1 LES MOUSSONS

Les moussons, dont le nom vient de l'arabe *mausim* = saison, sont des courants atmosphériques qui résultent du franchissement de l'équateur par les alizés, associé à un gradient transéquatorial de pression. À l'origine, le terme arabe *mausim* désigne le renversement annuel du vent sur le sud de l'Asie et de l'océan Indien : du continent vers la mer (du nord-est vers le sud-ouest) en hiver boréal, et de la mer vers la terre (du sud-ouest vers le nord-est) en été boréal. Les pluies de mousson apportent plus de 80 % de l'eau à la moitié de la population mondiale et ont donc un impact socio-économique considérable.

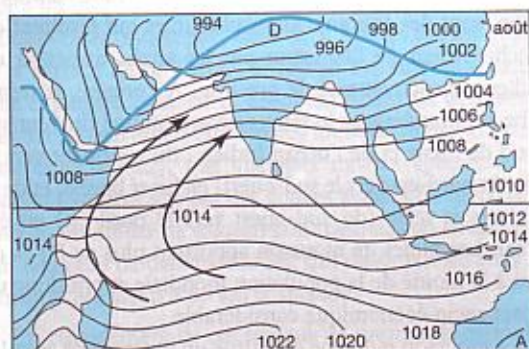
La mousson indienne constitue un exemple de circulation fortement dissymétrique avec un flux qui transite d'un hémisphère à l'autre (fig. 7.46, p. 294). Elle consiste schématiquement en un mécanisme de brise de mer à grande échelle. De juin à septembre, une puissante cellule anticyclonique prédomine sur la partie sud de l'océan Indien (la mousson indienne d'été devrait d'ailleurs plutôt s'appeler : mousson d'hiver austral). L'océan garde une température stable relativement basse. Par contre, le continent indien surchauffé est surmonté par de l'air chaud de faible densité soumis à des mouvements ascendants et associé à une zone de basse pression (dépression thermique).

D'avril à novembre sévit la mousson d'été. Dans l'hémisphère sud, les alizés de sud-est vont traverser l'équateur puis subir une déviation sur la droite imposée par la force de Coriolis : le flux transéquatorial est dévié. Un violent conflit oppose l'air océanique chargé d'humidité venant du sud-ouest et l'air sec d'origine continentale. On trouve, en suivant un même méridien, un anticyclone au sud et, dans l'autre hémisphère, une dépression thermique sur le continent indien (985 hPa). Cette mousson de sud-ouest, la plus connue, est la plus active.

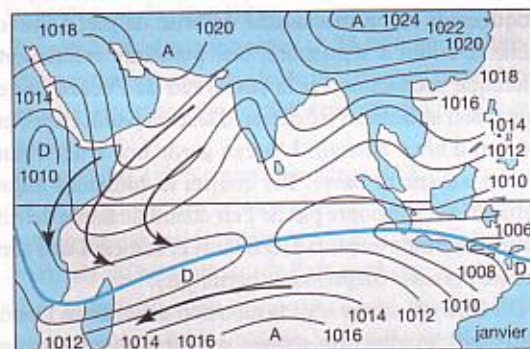
De décembre à mars, la mousson d'hiver s'installe. Elle s'accompagne de précipitations moins abondantes. En effet, une cellule anticyclonique continentale est dans ce cas centrée sur la Mongolie, couvre toute l'Asie et induit un flux de mousson de nord-est. Ce flux traverse l'équateur en prenant une orientation plus proche du nord, puis dévié sur la gauche dans l'hémisphère Sud, il s'infléchit pour venir



La mousson indienne, vaste brise de mer



La mousson indienne d'été



La mousson indienne d'hiver

— équateur météorologique (ZCIT)

FIGURE 7.46. LA MOUSSON INDIENNE.

du nord-ouest. La rencontre, matérialisée par la Zone de convergence inter-tropicale (ZCIT), avec les alizés de sud-est, également chargés d'humidité, s'effectue entre le 5° et le 15° parallèle sud.

La moitié ouest de l'Afrique est également soumise à un flux de mousson. En été la ZCIT se situe vers 20°N et un vent de nord-est très sec chargé de sable et de poussières, l'harmattan, affronte un alizé dévié et humide provenant de l'hémisphère Sud.

3.3.2 LES VENTS

Depuis des siècles ils font tourner les moulins des hommes et gonflent les voiles de leurs navires. Déifiés pendant l'Antiquité, les vents ont longtemps inspirés la crainte et le respect, comme en témoignent les appellations familières qu'ont reçu certains d'entre eux. Il existe une multitude de vents locaux. En voici quelques uns.

- *l'aquilon* = vent soufflant du nord, rapide et froid.
- *l'autan* = vent marin soufflant en Méditerranée sur le golfe du Lion, de direction sud-sud-est, humide, chaud et constant.
- *la bise* = vent froid et relativement sec de nord à nord-est qui souffle souvent sur les régions montagneuses de France et de Suisse.
- *la bora* = vent du nord de l'Adriatique et qui dévale des Balkans ; c'est un vent froid et sec, qui souffle l'hiver et qui peut être comparé aux vents catabatiques.
- *le bouran* = vent de nord-est soufflant en hiver en Russie ; originaire de Sibérie, c'est un vent violent, glacial et chargé de neige
- *catabatiques (les vents)* = vents de gravité à composante verticale subsidente
- *le chergui* = vent chaud et sec d'est à sud-est, au Maroc, il souffle du désert ; exceptionnellement il peut atteindre Madère, où il prend le nom de *leste* ou *levanto*.
- *étésiens (les vents)* = vents marins de la Méditerranée orientale, soufflant en été des Balkans à la côte africaine ; en Turquie et en Grèce, ces vents sont appelés *meltem*.
- *le foehn* = vent chaud, sec, rapide et subsident, soufflant sur la face « sous le vent » des reliefs ; l'ascendance de l'air le long d'un versant provoque un refroidissement de cet air par détente adiabatique et condensation de la vapeur d'eau qui précipite (l'air voit alors sa température augmenter et son humidité relative diminuer) ; sur le versant sous le vent il est plus sec et plus chaud qu'à la même altitude sur le versant au vent ; aux États-Unis, dans les Rocheuses il prend le nom de *chinook*.
- *la gale* = vent de nord-ouest, froid et humide, accompagné de violentes rafales, soufflant en Touraine, dans le Berry, le Béarn et le Quercy.
- *le grec* = vent violent de nord-est, soufflant sur la Méditerranée occidentale et survenant surtout au printemps et en automne ; le nom de ce vent comporte de nombreuses variantes locales : *grègal*, *grècal*, *grégou*, *gargal*...

- *le joran* = vent de nord-ouest, froid et parfois violent, soufflant au printemps dans le Jura.
- *le levant* = vent d'est soufflant sur le littoral méditerranéen ; c'est un vent modéré à fort, doux et humide, souvent accompagné de pluie et pouvant souffler toute l'année sauf en été.
- *le leveche* = vent soufflant sur le sud de la Méditerranée et le sud de l'Espagne ; c'est un vent chaud et sec, originaire des déserts d'Afrique du Nord et comparable au *sirocco*.
- *le libeccio* = vent de sud-ouest soufflant en Corse et dans la région niçoise ; il est chaud et sec sur la Côte d'Azur, pluvieux en Corse.
- *la lombarde* = vent de sud-est soufflant sur les régions alpines limitrophes de l'Italie ; c'est un vent de foehn tiède et sec.
- *le marin* = vent du sud-est, associé au *sirocco*, soufflant sur le littoral méditerranéen au printemps et en automne ; fort, régulier, très humide et doux, il est souvent accompagné de fortes précipitations.
- *la matinière* = vent de nord-est soufflant dans la vallée du Rhône et sur les Alpes ; c'est un vent porteur de beau temps, mais froid et sec en hiver qui s'appelle parfois *matinal*.
- *le mistral* = vent de terre soufflant le long de la vallée du Rhône et, en Méditerranée, sur le golfe du Lion et la mer Catalane ; c'est un vent du nord, froid et violent, le plus souvent sec mais parfois porteur de temps couvert et pluvieux, et dans ce cas il porte le nom de *mistral noir* ; dans le bas Languedoc il est appelé *cers*.
- *le noroît* = nom génétique donné dans de nombreuses régions de France au vent de nord.
- *le ponant* = vent d'ouest rafraîchissant, soufflant sur la côte ouest de l'Italie.
- *le simoun* = vent soufflant sur les côtes orientales de la Méditerranée, sur l'Égypte et la Lybie ; originaire du désert d'Arabie, c'est un vent d'est à sud-est, chaud et sec, parfois chargé de poussière, soufflant surtout d'avril à juin et de septembre à décembre.
- *le sirocco* = vent soufflant sur le sud de la Méditerranée occidentale et lié à des basses pressions entre les Baléares et l'Algérie ; c'est un vent de secteur sud, relativement faible, très chaud et sec.
- *le solaire* = nom génétique donné dans de nombreuses régions de France au vent de sud ; comme son nom l'indique, c'est un vent de beau temps.
- *la soulane* = vent d'est, oppressant, chaud et chargé de poussières, soufflant sur le détroit de Gibraltar et le sud de l'Espagne.

- *la tramontane* = vent du nord-ouest soufflant sur le bas Languedoc et présentant les mêmes caractéristiques que le mistral.
- *la traverse* = nom génétique donné dans de nombreuses régions de France au vent de nord-ouest, d'ouest et de sud-ouest.
- *la vaudaire* = vent soufflant dans la région de Genève ; c'est un vent violent du sud, comportant les caractéristiques thermiques et hygrométriques d'un foehn.
- *le zéphyr* = brises d'ouest soufflant sur la mer Méditerranée.

3.3.3 LES POLLUTIONS

Les pollutions de l'atmosphère sont d'origine naturelle ou liées aux activités humaines. Ainsi, les éruptions volcaniques projettent dans l'atmosphère d'importantes quantités de poussières, d'aérosols et de composés (chlorés, soufrés...) qui opacifient cette dernière et modifient certains processus chimiques.

Mais ce sont les pollutions d'origine humaine qui sont les plus notables. Elles sont généralement dues à la consommation d'énergie dans les industries, les transports et les activités domestiques ou aux activités de l'industrie chimique. La plus connue de ces pollutions est le smog, un mélange de fumées et de brouillard (son nom est une contraction des deux mots anglais, *smoke* = fumée et *fog* = brouillard) qui stagne au-dessus des concentrations urbaines et industrielles.

Dans la longue liste des grands types de polluants atmosphériques on distingue les polluants « classiques », les polluants mineurs et les polluants secondaires.

Les polluants « classiques » sont les oxydes d'azote NO_x , le monoxyde de carbone CO , le dioxyde de soufre SO_2 ainsi que les particules, parmi lesquelles on distingue les poussières (sues, poussières de caoutchouc...) et les métaux lourds (plomb, mercure, vanadium...). Conséquences de la combustion des énergies fossiles, des activités industrielles (métaux lourds) et des transports (poussières), ces polluants ont tous des effets néfastes sur la santé, le plus souvent sur le système respiratoire.

Les polluants mineurs comprennent les résidus d'hydrocarbures. On distingue les composés organiques volatils (COV) des hydrocarbures aromatiques polycycliques (HAP). Liés à la circulation automobile, les hydrocarbures imbrûlés ne sont présents dans l'air qu'en quantités infinitésimales. Pourtant, nombre d'entre eux sont particulièrement nocifs.

Les polluants secondaires sont issus de la transformation par le rayonnement solaire de certains polluants précédents (NO_2 , COV, HAP...). Les principaux polluants

photochimiques sont l'ozone troposphérique (voir 1.3.4) et les PAN (peroxyacétylnitrates).

L'extension de ces pollutions est variable. Elles peuvent être locales et concernent alors surtout les régions industrielles et urbaines. On y distingue des niveaux « standard » de pollution, des pics qui sont souvent dus à

des circonstances météorologiques (temps calme, inversion thermique...). Mais l'extension des pollutions peut aussi être continentale et elles affectent alors des dizaines de milliers de kilomètres carrés (pluies acides, pollution des Grands Lacs américains...).

EXERCICES

1. L'équilibre radiatif du système géosphère-atmosphère et les changements climatiques

À partir de la constante solaire S , de l'albédo α et de l'émissivité effective¹ ϵ de la Terre, exprimez par une équation les conditions d'équilibre radiatif du système géosphère-atmosphère. Tirez-en quelques conclusions.

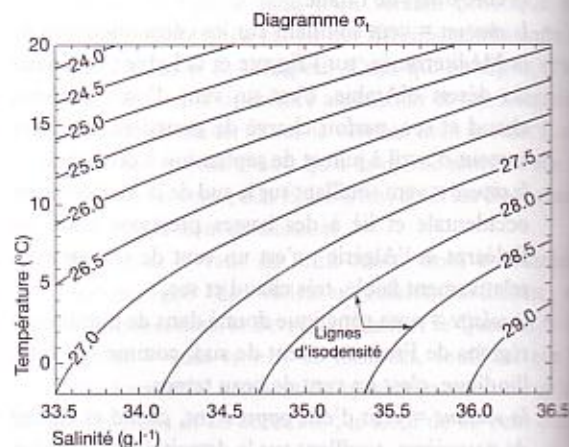
2. L'atmosphère et la pression atmosphérique

La pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer est $P_{\text{atm}} = 1013,25 \text{ hPa}$.

- Quelle est la masse de l'atmosphère, sachant que le rayon moyen de la Terre est $R = 6\,368 \text{ km}$ et que l'accélération gravitationnelle a pour valeur $g = 9,807 \text{ m.s}^{-2}$?
- Après avoir calculé la masse de la Terre (constante gravitationnelle $G = 6,672 \cdot 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$), comparez ces deux masses.
- Quelle sera la hauteur de la colonne d'eau dans un baromètre à eau ? de la colonne de mercure dans un baromètre à mercure ?
- Un avion vole à une altitude où la pression atmosphérique est de 400 hPa ; quel pourcentage de la masse atmosphérique est située sous l'avion ?

3. Les diagrammes σ_t

La circulation profonde dans les océans est un mécanisme important dans la régulation des climats et une bonne connaissance de la densité des masses d'eau océaniques permet de la modéliser. La densité des eaux dépend de leur température et de leur salinité. Sur un diagramme température = f (salinité), où sont figurées les courbes d'isodensité, on peut analyser les propriétés et prévoir le comportement des différentes masses d'eau océaniques.



¹ facteur correctif dont l'introduction est nécessaire, car la Terre n'est pas un corps noir parfait.

Les valeurs de températures et de salinités des eaux profondes de l'Atlantique relevées par 20° S, au large du Brésil, sont les suivantes :

PROFONDEUR Z km	TEMPÉRATURE °C	SALINITÉ g.l ⁻¹
0,15	17	35,9
0,3	9	34,8
0,8	5	34,5
1,4	4	34,9
2	3	35
4	2	34,8
5	0,5	34,7

- Tracez les profils Température = $f(z)$ et Salinité = $f(z)$. Qu'en déduisez-vous ?
- Reportez les valeurs du tableau sur le diagramme σ_t et tracer le profil σ_t . Y a-t-il stabilité de la colonne d'eau ?
- Les eaux de l'océan Atlantique profond sont essentiellement formées de trois masses d'eaux, aux caractéristiques spécifiques :
 - les eaux antarctiques de fond (AABW), les plus froides (-0,5 à 0 °C), avec une salinité comprise entre 34,6 et 34,7 g.l⁻¹,
 - les eaux profondes nord-atlantiques (NADW), 2 à 4 °C, avec une salinité comprise entre 34,9 et 35 g.l⁻¹,
 - les eaux antarctiques intermédiaires (AAIW), les moins salées (34,2 à 34,3 g.l⁻¹) avec une température de 3 à 4 °C.

D'après le diagramme σ_t réalisé à la question précédente, donnez la répartition en profondeur de ces masses d'eaux. Quel est approximativement le degré de mélange des EAF ?

- Une eau échantillonnée dans l'océan Atlantique Sud a une température de 2 °C et une salinité de 34,75 g.l⁻¹. Estimez les proportions du mélange des AABW, NADW et AAIW correspondant à cette eau.

La variabilité naturelle des climats est un phénomène dont la conception est relativement récente, et la paléoclimatologie scientifique n'est apparue qu'en 1837. Cette année-là, à Neuchâtel, Louis Agassiz président de la Société suisse des sciences naturelles fait une communication originale et importante au congrès annuel de cette société. Selon lui, les roches rayées que l'on trouve en certains endroits dénudés du Jura, ainsi que divers blocs erratiques que l'on trouve dispersés sur les pâturages du plateau suisse sont des vestiges d'une ancienne glaciation. Cette idée fut d'abord mal accueillie, et Louis Agassiz dut argumenter plusieurs années pour l'imposer.

1. Les témoignages

Comme toute théorie scientifique controversée, la notion de glaciation eut ses détracteurs, mais aussi ses ardents défenseurs qui accumulèrent progressivement des arguments. Peu à peu, les géologues firent plus ample connaissance avec les traces que laissent les glaciers et apprirent à retrouver les anciens vestiges glaciaires. On aperçut alors que les moraines des glaciers des Alpes occidentales se retrouvaient jusqu'au sud de Lyon.

Après l'observation de ces archives géologiques sont apparus de nouveaux outils, comme l'analyse des isotopes stables.

1.1 LES ARCHIVES DE LA TERRE

L'existence de températures basses, pendant des durées de temps assez longues, génère différents types d'archives que l'on peut classer en deux catégories :

- des « empreintes » physiques laissées par les glaciers,
- des témoignages biologiques caractérisés par la composition des *biomes* (associations végétales et animales).

1.1.1 LES ARCHIVES CONTINENTALES

Environ 2 % de l'eau de la planète sont actuellement stockés sous forme de glaces qui recouvrent à peu près 10 % de la surface de la Terre. Lors des épisodes glaciaires, ces pourcentages atteignent respectivement 6 et 26 %.

Parmi les archives continentales, les plus spectaculaires sont les empreintes et les matériaux abandonnés par les masses glaciaires lors de leur retrait. Sillons et cannelures témoignent du rabotage du substratum, moraines et drumlins de l'abandon des matériaux charriés (fig. 8.1, p. 300).

Les moraines, accumulations de blocs éboulés sur le glacier ou arrachés et transportés, sont abandonnées après le retrait total ou partiel, soit sur les bords de la vallée glaciaire (moraine latérale), soit en position frontale (moraine terminale) sous forme d'une colline en croissant concave vers l'amont (amphithéâtre ou vallum morainique) qui marque la limite maximale d'une avancée glaciaire. Les moraines de fond peuvent donner naissance à des collines allongées suivant l'écoulement de la glace que l'on nomme drumlins. La reprise par les eaux courantes de ces matériaux donne des dépôts fluvioglaciaires auxquels on peut rattacher les eskers ou ôs qui sont des collines serpentiformes étroites et les sandurs qui sont des cônes de déjection sableux et caillouteux des émissaires des inlandsis. La caractéristique essentielle des dépôts morainiques et fluvioglaciaires est le mauvais classement granulométrique de leurs composants et la présence d'une matrice argileuse abondante. Compactés, ces sédiments prennent le nom de tillites.

Les matériaux transportés dans la masse glaciaire sculptent et érodent le substratum rocheux en créant des stries sub-parallèles qui indiquent la direction d'écoulement des glaces. Ils donnent aussi naissance, par abrasion, à un sédiment de granulométrie très fine, la farine glaciaire, qui, agissant comme une toile émeri, polit la roche. Emportée par les vents catabatiques (voir paragraphe 3.3.2, p. 294), cette farine glaciaire participe à la formation des loess.

Bien que riches d'enseignement, les moraines, qui marquent les extensions répétées des glaciers à la surface de la Terre, présentent deux faiblesses analytiques :

- lors de la succession de phases glaciaires, elles sont remaniées par l'épisode de plus grande extension,
- leur datation est délicate et ne peut être réalisée que lorsque des bois fossiles (datés par ^{14}C) sont emprisonnés en leur sein.

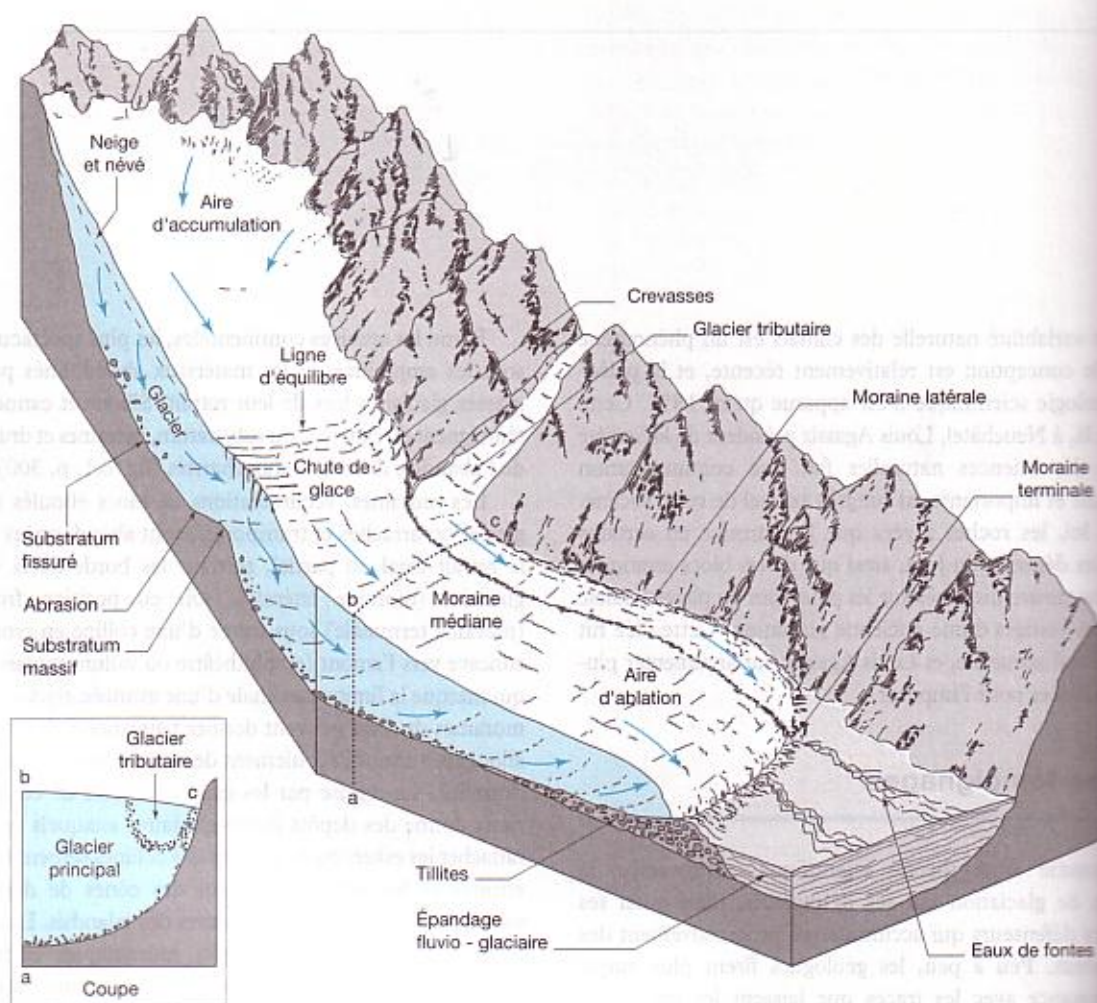


FIGURE 8.1. BLOC-DIAGRAMME ET DEMI-COUPPE D'UNE VALLÉE GLACIAIRE, MONTRANT LA RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS DÉPÔTS ASSOCIÉS.

Actuellement, avec de nouvelles techniques on tente de résoudre ce dernier problème. Les rayons cosmiques éclatent certains noyaux atomiques (spallation) dans les roches et six isotopes cosmogéniques sont des candidats potentiels pour ces études : ^3H , ^{10}Be , ^{14}C , ^{22}Ne , ^{26}Al et ^{36}Cl . La mesure de leurs concentrations devrait permettre de mesurer le temps d'exposition des moraines à l'atmosphère et, par là même, leur âge.

Une autre catégorie d'archives glaciaires est représentée par les biomes végétaux, et plus particulièrement par les associations polliniques (fig. 8.2, p. 301). La végétation étant intimement liée aux conditions climatiques, l'analyse des pollens, qui sont les structures les plus résistantes à la dégradation, est un outil performant pour caractériser les

climats du passé. Conservés dans les sédiments qui s'accumulent dans les tourbières, les marécages ou les fonds de lacs, ils permettent d'identifier sans ambiguïté les plantes qui poussaient aux alentours. Les arbres, et surtout les chênes, indiquent les épisodes chauds, tandis que les plantes herbacées (Cyperacées, Poacées et Chénopodiaceae) sont caractéristiques des épisodes froids. Il faut cependant préciser que ces témoins climatiques ne sont que des indicateurs relatifs car tributaires de l'hypothèse fondamentale précisant que les facteurs abiotiques d'une espèce donnée sont invariables dans le temps. Les assemblages polliniques anciens, dont les espèces ont disparu, ne nous sont donc plus d'aucune utilité.

De façon générale, les archives continentales d'origine biologique ne nous sont restituées que parcimonieusement car le destin de la matière organique exposée à l'air libre est d'être soit oxydée, soit recyclée dans la chaîne alimentaire. Si les continents sont soumis à l'érosion, les océans par contre accumulent méthodiquement les sédiments, constituant ainsi des archives précieuses.

1.1.2 LES ARCHIVES GLACIAIRES

Nous connaissons mieux les climats des 500 000 dernières années que tous ceux qui les ont précédés. Les raisons de cette bonne connaissance sont diverses et variées, mais la plus importante est la contribution des archives glaciaires.

La formation de la glace à partir de la neige est un processus analogue à la diagenèse et relativement long à l'échelle humaine. La neige est un assemblage de cristaux de morphologies variées et de symétrie hexagonale, dont la taille dépend de la pression de vapeur saturante : à basse température (-30 à -40 °C), cette pression est très basse, peu de vapeur d'eau est disponible, les cristaux sont petits et ont une forme de prismes à base hexagonale. Puis, lorsque la température augmente, des formes plates, dendritiques et en aiguilles apparaissent.

Peu à peu, en l'espace de deux mois, la neige se transforme en fins granules : ce sont des phénomènes de fusion et de sublimation des parties les plus fines des cristaux, qui augmentent localement la pression de vapeur saturante, puis de congélation et de condensation de cette même vapeur sur le cœur des cristaux. La densité de la neige augmente, passant de 0,35 à environ 0,55. Les grains se tassent par gravité sous le poids des couches de neige superposées pour former le névé.

À partir d'une densité de 0,55, la dimension des pores diminue et les grains se soudent entre eux, par déformation plastique et selon un mécanisme connu en métallurgie, dans le domaine des poudres, sous le terme de frittage. Les grains grossissent et lorsque la densité atteint 0,83, les pores communicants du névé deviennent des bulles d'air. Ce phénomène, appelé *close-off*, est réalisé en quelques dizaines d'années dans les régions côtières, où température et accumulation sont relativement élevées, et en plusieurs siècles dans les régions centrales, où les températures sont basses et les précipitations faibles.

Peu à peu, sous la pression de la glace accumulée, le volume des bulles diminue et elles deviennent intracrystallines. Vers 800 m de profondeur, elles ne sont plus visibles au microscope et les molécules d'air s'insèrent entre les oxygènes ordonnés de la glace, de façon réversible, dans un type d'hydrate appelé clathrate. Ces bulles d'air piégées dans les glaces sont riches d'informations :

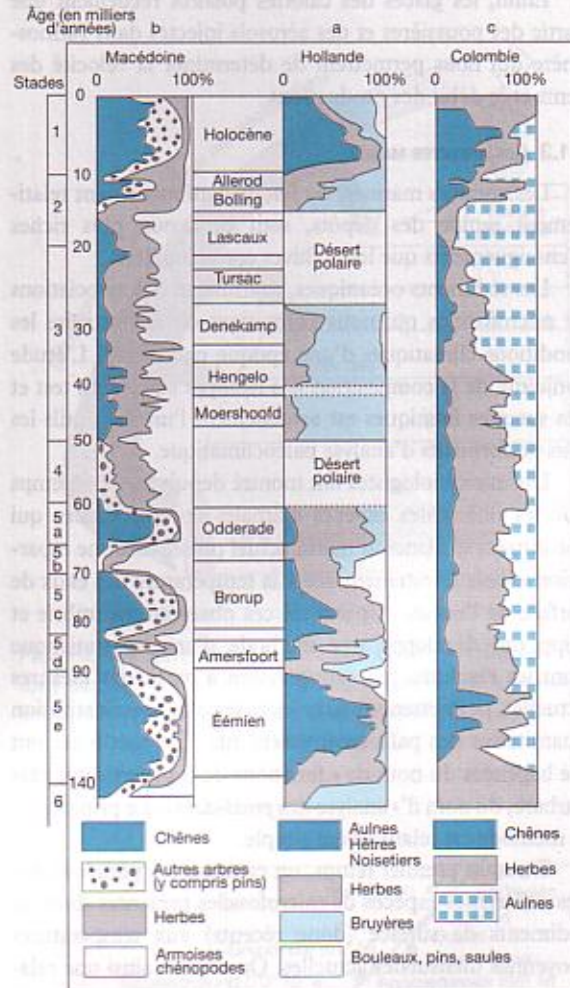


FIGURE 8.2. TROIS DIAGRAMMES POLLINIQUES COUVRANT LE DERNIER CYCLE GLACIAIRE. a) Hollande (52° N, 4,5° E), b) Philippi (Macédoine, 40,5° N, 22° E), c) Bogota et Fuquencia (Colombie, 5,3° N, 73,5° E) ; pendant les deux périodes les plus froides, les végétaux sont absents en Hollande.

- la quantité d'air recueillie est un indicateur de l'altitude à laquelle la glace s'est formée, et permet donc d'analyser la dynamique de l'inlandsis et ses variations d'épaisseur : 100 g de glace formée dans les régions côtières contiennent 10 cm³ d'air, alors que la même quantité de glace prélevée à la station Vostok (Antarctique), à 3 500 m d'altitude et 600 hPa de pression atmosphérique, n'en renferme plus que 6 cm³,
- la composition de l'air recueilli est un témoin fidèle de celle de l'atmosphère passée.

Enfin, les glaces des calottes polaires recueillent une partie des poussières et des aérosols injectés dans l'atmosphère qui nous permettent de déterminer la vitesse des vents et le débit des productions.

1.1.3 LES ARCHIVES MARINES

Les archives marines, du fait de l'enfouissement relativement rapide des dépôts, sont beaucoup plus riches d'enseignements que les archives continentales.

Les sédiments océaniques, fournissent des associations de microfossiles qui nous permettent de reconstruire les conditions climatiques d'une époque considérée. L'étude conjointe de la composition des isotopes stables du test et des spectres fauniques est actuellement l'un des outils les plus performants d'analyse paléoclimatique.

Les microbiologistes ont montré depuis fort longtemps que les différentes espèces animales et/ou végétales qui constituent le plancton marin actuel présentent une répartition zonale étroitement liée à la température des eaux de surface de l'océan. À partir de ces observations Imbrie et Kipp ont développé une méthode d'analyse statistique dont les résultats, par extrapolation à partir des mesures actuelles, permettent de jeter les bases d'une reconstitution quantitative des paléoenvironnements. Ces méthodes ont été baptisées du nom de « fonctions de transfert » ou, plus barbare, du nom d'« analyse des *proxi-data* ». Le principe de la méthode est relativement simple.

Dans un premier temps, on compare les pourcentages des différentes espèces de microfossiles présentes dans les sédiments de surface (donc récents) aux températures moyennes mensuelles actuelles. On obtient ainsi une relation permettant d'estimer les températures moyennes mensuelles à partir des abondances des différentes espèces d'un sédiment d'un âge donné. La relation, établie à partir d'échantillons actuels, peut être utilisée pour estimer les températures des eaux de surface dans le passé à la condition formelle que les faunes ou les flores aient un équivalent au sein des échantillons actuels et que la relation statistique établie reste valable pour le passé. Cela implique que la réponse de l'écosystème analysé reste identique au cours du temps. Actuellement la méthode permet d'estimer les paléotempératures de surface avec une précision de $\pm 1^\circ\text{C}$. Ce vaste projet, entrepris dans les années soixante-dix a pris le nom de CLIMAP (*Climate Long-range Investigation Mapping and Prediction*).

Dans les régions de basse latitude et de faible bathymétrie, les coraux fournissent un enregistrement annuel du climat et des conditions qui prévalent dans les mers tropicales, et similaire à celui fourni par les cernes des arbres des latitudes tempérées. Ils sont en outre d'excellents enregistreurs des variations du niveau marin et un matériel de choix.

1.2 LES ISOTOPES STABLES

Parmi les nombreux isotopes, certains ont la propriété de rester stables au cours des temps. Dotés du même nombre d'électrons, deux isotopes de masse différente auront donc le même comportement lors des réactions chimiques mais une cinétique différente dans le cadre des processus physiques. Ainsi le couple $\text{H}_2^{16}\text{O} - \text{H}_2^{18}\text{O}$, dont la différence de masse est d'environ 11 %, réagira de façon différente à l'évaporation : la molécule constituée de l'isotope le plus lourd (^{18}O) s'évaporerait moins facilement. Le ^{12}C entraînera quant à lui une cinétique plus élevée que le ^{13}C dans les processus de biosynthèse cellulaire.

Les isotopes stables analysés actuellement de façon courante sont ceux de l'hydrogène (D ou ^2H), du carbone (^{13}C) et de l'oxygène (^{18}O). Ceux du soufre et de l'azote nous fournissent des premiers résultats prometteurs.

Il faut noter que les éléments dont on analyse les isotopes sont relativement abondants dans les différents réservoirs de notre planète (H et O dans l'eau, O dans les silicates, les sulfates et les carbonates, H, C, N, O et S dans la matière organique...) et que leur masse atomique est relativement faible, ce qui favorise la chromatographie physique ou la physique des composés légers en contenant. Pour des éléments plus lourds (de masse atomique supérieure à celle du soufre) la différence pondérale entre les isotopes devient négligeable et leur fractionnement imperceptible.

1.2.1 LES ISOTOPES DE L'OXYGÈNE ET DE L'HYDROGÈNE

L'oxygène 18 représente 0,2 % de la totalité de l'oxygène présent à la surface de la Terre (fig. 8.3). Comme sa fraction est faible et qu'il est nécessaire de la normaliser, le rapport de la teneur en isotope lourd sur celle en isotope léger est exprimé par un écart (δ en ‰) en fonction d'un étalon (SMOW = *Standard Mean of Ocean Water*) :

$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\text{teneur en } ^{18}\text{O}}{\text{teneur en } ^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}} \times 1000 - \left(\frac{\text{teneur en } ^{18}\text{O}}{\text{teneur en } ^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}} \times 1000$

où $\delta^{18}\text{O}$ est l'écart en ‰ de l'oxygène 18 par rapport à l'oxygène 16.

La notation $\delta^{18}\text{O}$ est utilisée pour l'oxygène, $\delta^{13}\text{C}$ pour le carbone, $\delta^2\text{H}$ pour l'hydrogène.

La notation $\delta^{34}\text{S}$ est utilisée pour le soufre, $\delta^{15}\text{N}$ pour l'azote.

La notation $\delta^{33}\text{S}$ est utilisée pour le soufre, $\delta^{14}\text{N}$ pour l'azote.

La notation $\delta^{17}\text{O}$ est utilisée pour l'oxygène, $\delta^{13}\text{C}$ pour le carbone, $\delta^2\text{H}$ pour l'hydrogène.

La notation $\delta^{34}\text{S}$ est utilisée pour le soufre, $\delta^{15}\text{N}$ pour l'azote.

La notation $\delta^{33}\text{S}$ est utilisée pour le soufre, $\delta^{14}\text{N}$ pour l'azote.

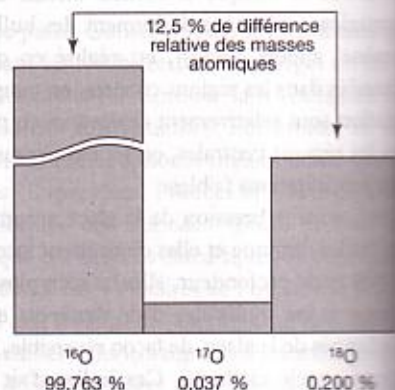


FIGURE 8.3. LA PROPORTION DES DIFFÉRENTS ISOTOPES DE L'OXYGÈNE

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}} \right\} \times 1000$$

Pour 500 molécules d'eau de mer, l'une d'entre elles est constituée d'un atome d'oxygène plus lourd, ^{18}O . Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau de mer (2 ‰) est une caractéristique de notre système solaire qui dérive du fait qu'au cœur des étoiles la synthèse d'un noyau d'oxygène se fait à partir de quatre noyaux d'hélium 4. Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ peut varier de plusieurs pour-cent dans les différentes substances élaborées à la surface de la Terre : le carbonate de calcium du test des organismes marins contient en moyenne 4 ‰ de ^{18}O de plus que l'eau de mer et les neiges des sommets de la calotte antarctique en contiennent 4 ‰ de moins. Ceci reflète le comportement physico-chimique différent des deux isotopes de l'oxygène. Par exemple la pression de vapeur saturante de l'eau constituée d'oxygène 18 est inférieure de 1 ‰ à celle de l'eau constituée d'oxygène 16 : lors des phénomènes d'évaporation la phase gazeuse s'enrichira donc relativement en isotope léger et lors de la condensation les précipitations seront plus riches en ^{18}O que la vapeur d'eau atmosphérique.

Dans un schéma de circulation générale (fig. 8.4), l'eau évaporée sous les basses latitudes, transportée vers les pôles par l'atmosphère et précipitant sous les hautes latitudes s'enrichira progressivement en ^{16}O (fig. 8.5). En périodes glaciaires ces précipitations s'accumuleront sous formes de calottes aux pôles, et le stockage de l'isotope léger de l'oxygène entraînera l'augmentation du rapport $\delta^{18}\text{O}$ des eaux marines.

Cette chromatographie des isotopes de l'oxygène est donc un outil performant pour l'étude des volumes de glace à la surface de la Terre et indirectement des paléotempératures. Une des analyses isotopiques de l'oxygène représente l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ lors des dernières huit cent mille années (fig. 8.6, p. 304).

Le second élément chimique de la molécule d'eau, l'hydrogène, possède lui aussi un isotope stable, le deutérium (D). La différence pondérale entre l'hydrogène et le deutérium étant de 100 ‰ le fractionnement des isotopes est d'autant plus efficace. Dans l'étude des paléoclimats, seules des difficultés analytiques, dues à la très faible masse atomique de cet élément, limitent l'usage du couple H/D.

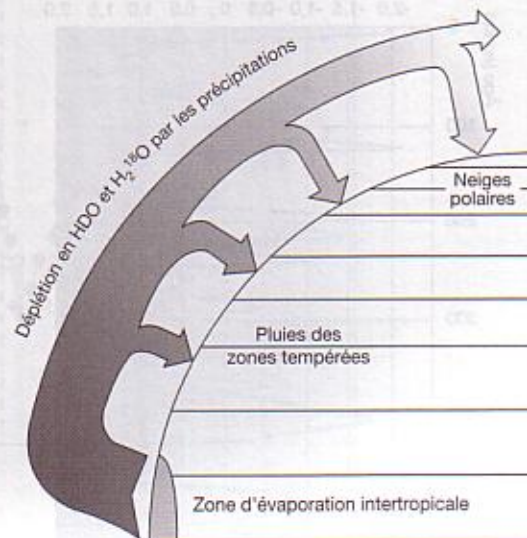


FIGURE 8.4. LE PRINCIPE DE L'ENRICHISSEMENT POLAIRE EN ^{16}O ; LORS DE L'ÉVAPORATION, PUIS LORS DES PRÉCIPITATIONS, LES MASSES NUAGEUSES SONT PROGRESSIVEMENT ENRICHIES EN ^{16}O .

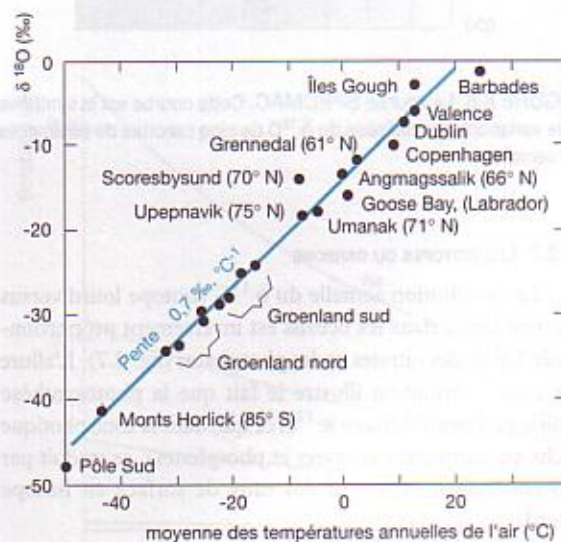


FIGURE 8.5. LE $\delta^{18}\text{O}$ DES EAUX ET DES GLACES DE DIFFÉRENTES LOCALITÉS EN FONCTION DE LA MOYENNE DES TEMPÉRATURES ANNUELLES DE L'AIR.

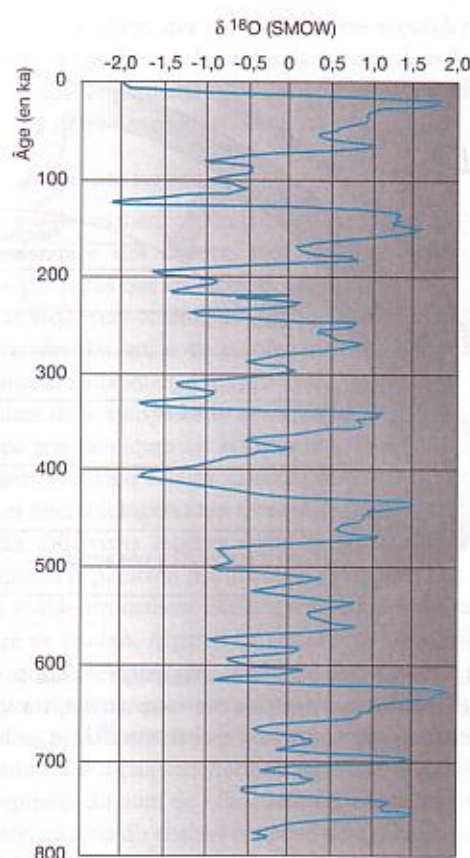


FIGURE 8.6. LA COURBE SPECIMAC. Cette courbe est la synthèse des variations normalisées du $\delta^{18}\text{O}$ de cinq carottes de sédiments océaniques.

1.2.2 LES ISOTOPES DU CARBONE

La distribution actuelle du $\delta^{13}\text{C}$ (isotope lourd versus isotope léger) dans les océans est inversement proportionnelle à celle des nitrates et des phosphates (fig. 8.7). L'allure de cette distribution illustre le fait que la photosynthèse utilise préférentiellement le ^{12}C ce qui, dans la zone photique riche en nutriments (nitrates et phosphates), se traduit par un enrichissement relatif des eaux de surface en isotope lourd.

Le fractionnement isotopique dû à la photosynthèse caractérise la matière organique par un $\delta^{13}\text{C}$ moyen de -25 ‰. Ce fractionnement est plus ou moins important suivant les processus photosynthétiques utilisés :

- il est de -24 ‰ à -28 ‰ pour les plantes en C^3 (flores des régions tempérées et polaires),
- il est de -12 ‰ pour les plantes en C^4 (Chénopodiacées et Poacées des régions tropicales).

Le $\delta^{13}\text{C}$ est donc un bon indicateur de la productivité primaire des eaux marines. Plus le $\delta^{13}\text{C}$ d'un test d'un foraminifère marin est élevé, plus les eaux dans lesquelles il a vécu ont été riches en nutriments et plus les upwellings ont été importants.

L'interprétation du fractionnement des isotopes de carbone, bien qu'il soit indépendant de la température, demande certaines précautions. L'élaboration du squelette d'un organisme calcaire se fait toujours à partir de l'eau de mer (actuellement $\delta^{13}\text{C} = 0$), mais une certaine partie de CO_2 libéré par la respiration de l'organisme ($\delta^{13}\text{C}$ négatif) peut être incorporée au test. C'est pour cela que l'on analyse toujours des espèces adultes, pour lesquelles les phénomènes de respiration (et donc d'incorporation d'isotopes légers) sont réduits.

Plus élevé d'à peu près 1,5 ‰ lors des dernières époques interglaciaires que lors des épisodes glaciaires, le $\delta^{13}\text{C}$ nous montre que la ventilation des océans est réduite pendant les périodes froides (fig. 8.8, p. 305).

Alors que les isotopes de l'oxygène nous renseignent essentiellement sur les paléotempératures, les isotopes de carbone nous informent sur la dynamique des masses d'eau océaniques, vecteurs importants des transferts thermiques à la surface de la planète et régulateurs des climats.

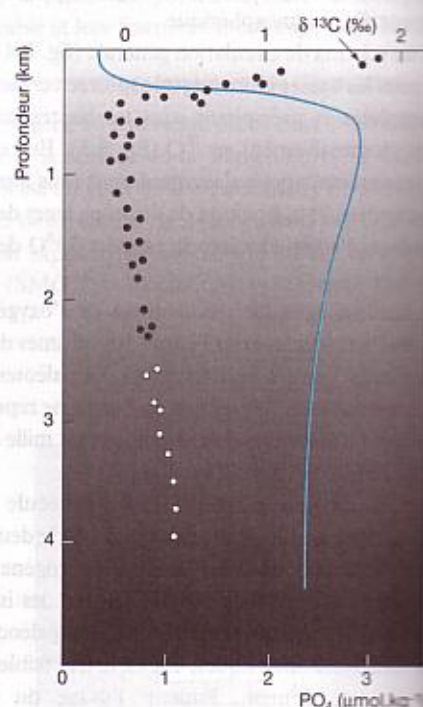


FIGURE 8.7. Dans les océans, la corrélation négative de $\delta^{13}\text{C}$ avec la teneur en PO_4 met en évidence la productivité primaire dans la zone photique.

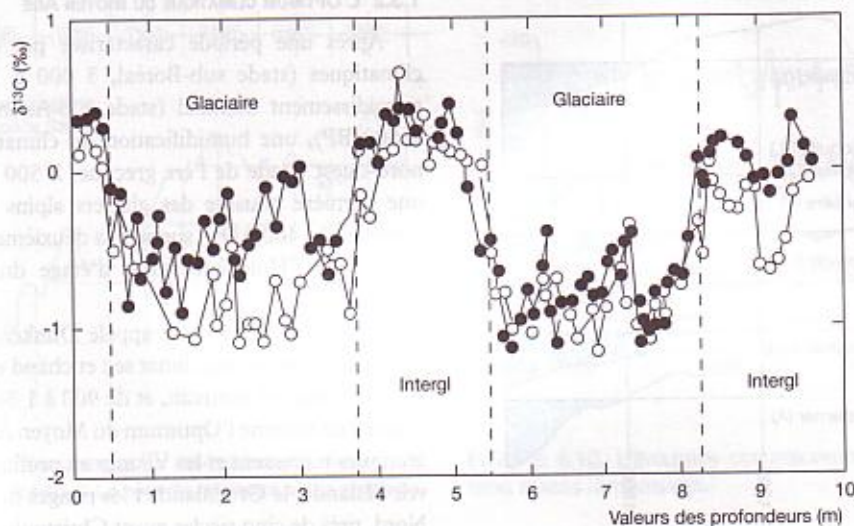


FIGURE 8.8. Les valeurs des rapports isotopiques du carbone des foraminifères benthiques (cercles ouverts) et planctoniques (cercles pleins) dans une carotte sédimentaire de l'océan Atlantique sud montrent que lors des périodes glaciaires la productivité océanique est plus élevée.

123 LES GAZ RARES

La connaissance des variations absolues des températures continentales souffre du manque d'informations précises, hormis pour les régions montagneuses et celles de moyenne à haute latitude. Alors que le domaine océanique permet un enregistrement presque continu dans le temps, le domaine continental ne nous livre ses archives que dans des lacs et des marécages dont la création est postérieure au retrait des glaciers : généreux en informations sur les périodes postglaciaires, lacs et marécages sont cependant « muets » sur les conditions climatiques des maxima glaciaires.

L'analyse des isotopes de l'oxygène étant délicate dans les milieux continentaux (acidité des lacs qui solubilise le CaCO_3 , variations annuelles de température élevées qui influent le fractionnement des isotopes...) d'autres analyses, telles celles des gaz rares, ont été développées.

Les gaz rares, néon, argon, krypton et xénon présentent des rapports d'abondance identiques dans l'ensemble de l'atmosphère. Mais lors de la solubilisation dans les eaux naturelles ces rapports se modifient en fonction de la température (fig. 8.9). La mesure de leurs abondances dans une nappe phréatique fossile (datée par ^{14}C) permet donc d'estimer assez précisément les températures continentales. La difficulté majeure de ce type d'analyse est de trouver des eaux phréatiques qui, après leur enfouissement, sont restées isolées de l'atmosphère.

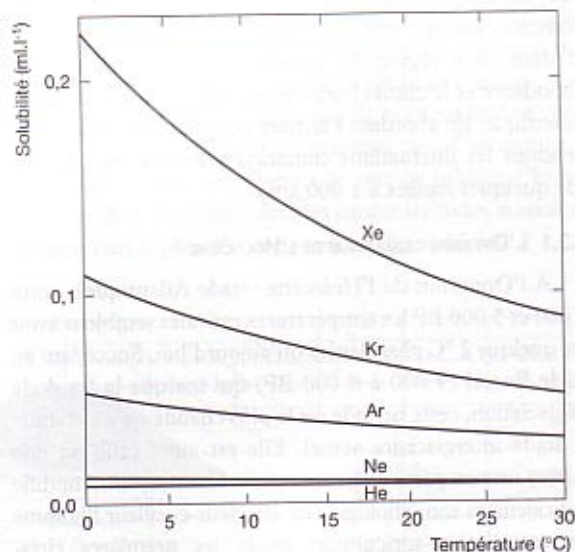


FIGURE 8.9. LA SOLUBILITÉ DES GAZ RARES EN FONCTION DE LA TEMPÉRATURE.

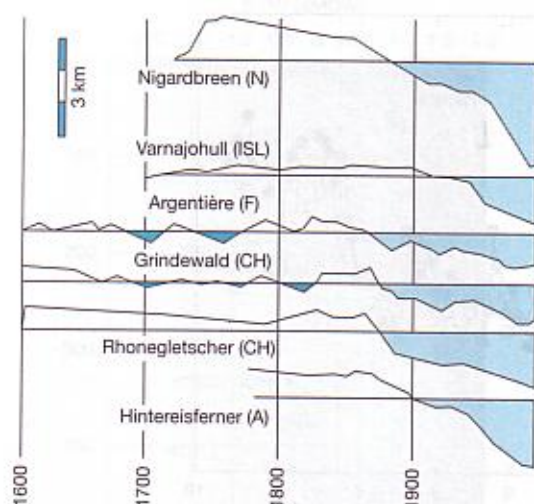


FIGURE 8.10. LE RETRAIT DE QUELQUES GLACIERS DE L'EUROPE NORD-OCCIDENTALE DEPUIS 1600 AD.

1.3 LES ARCHIVES HISTORIQUES

Dans le sud de la Libye existe un vaste plateau de grès jaunes, le Tassili n'Ajjer. Sur les parois des gorges qui l'entrecoupent apparaissent par centaines des gravures et des peintures rupestres qui représentent des animaux et des hommes ; leur âge varie, selon les lieux de 5 500 à 4 300 BP¹ et dans cette région du Sahara la nourriture était alors abondante et le climat humide. Actuellement le Tassili est désertique. En abordant l'histoire des hommes nous appréhendons les fluctuations climatiques de courtes périodes (de quelques années à 1 000 ans).

1.3.1 L'OPTIMUM CLIMATIQUE DE L'Holocène

À l'Optimum de l'Holocène (stade Atlantique), entre 8 000 et 5 000 BP les températures estivales semblent avoir été quelque 2 °C plus élevées qu'aujourd'hui. Succédant au stade Boréal (9 000 à 8 000 BP) qui marque la fin de la déglaciation, cette période est la plus chaude qu'ait connue le stade interglaciaire actuel. Elle est aussi celle où une espèce un peu particulière, nommée *Homo sapiens*, modifie radicalement son éthologie : de chasseur-cueilleur l'homme devient éleveur-agriculteur, fonde les premières cités, invente l'écriture et s'invente des dieux.

1.3.2 L'OPTIMUM CLIMATIQUE DU MOYEN ÂGE

Après une période caractérisée par des oscillations climatiques (stade sub-Boréal, 5 000 à 3 000 BP), un refroidissement mondial (stade sub-Atlantique, 3 000 à 2 500 BP), une humidification du climat en Europe du nord-ouest (stade de l'ère grecque, 2 500 à 2 000 BP) et une dernière poussée des glaciers alpins (stade de l'ère romaine, 0 à 400 AD²), survient la deuxième grande période chaude de l'Holocène (nom d'étage du dernier interglaciaire).

Lors du premier stade appelé Dunkerquien II (400 à 900 AD) s'installe un climat sec et chaud en Europe. Puis cette tendance se poursuit, et de 900 à 1 300 AD s'installe ce que l'on nomme l'Optimum du Moyen Âge. Les climats arctiques régressent et les Vikings en profitent pour découvrir l'Islande, le Groenland et les rivages de l'Amérique du Nord, près de cinq siècles avant Christophe Colomb. Mais dès la fin du XI^e siècle ces intrépides navigateurs doivent rebrousser chemin car la calotte groenlandaise amorçait une phase de croissance et s'étendit jusqu'aux côtes.

1.3.3 LE PETIT ÂGE GLACIAIRE

Au cours du dernier millénaire, la lecture des documents historiques qui reportent par exemple les dates des vendanges, l'étude des fluctuations des glaciers et la dendrochronologie (études des cernes des arbres) permettent de reconstituer assez fidèlement et avec moult détails l'évolution climatique. C'est ainsi que l'on sait qu'à la période chaude médiane a succédé le Petit Âge glaciaire, entre 1 400 et 1 850 AD. Le climat de l'hémisphère Nord est caractérisé par des hivers longs et rigoureux (peints par Breughel et ses successeurs) et des étés courts et humides (qui ne permettaient guère de faire de bonnes récoltes). Un refroidissement global de 1 à 2 °C a permis l'extension maximale postglacière des calottes polaires et des glaciers alpins (fig. 8.10). Dans la vallée de Chamonix l'avancée maximale des glaciers eut lieu vers 1855 et entre 1866 et 1880. Depuis ils se sont retirés à cause du réchauffement climatique du XX^e siècle.

1.3.4 LE DERNIER SIÈCLE

Depuis la fin du XIX^e siècle on assiste à un réchauffement progressif du climat. Des données sûres et précises existent quant à la température et aux précipitations. Pour la totalité des stations continentales et maritimes le réchauffement commun aux deux hémisphères, est de l'ordre de 0,5 °C.

¹ BP = before present c'est-à-dire avant 1950.

² AD = Anno Domini (après Jésus-Christ).

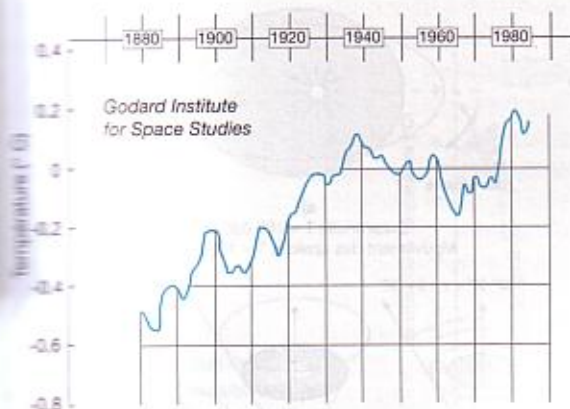


FIGURE 8.11. L'ÉVOLUTION DE LA MOYENNE DES TEMPÉRATURES ANNUELLES DEPUIS UN SIÈCLE. Le zéro de référence est la moyenne de 1950 à 1970.

(voir également p. 331). Superposées à cette tendance générale (fig. 8.11), on trouve des fluctuations interannuelles et interdécennales de grande amplitude dont la plus longue et la plus importante est le refroidissement entre 1940 et 1970. Depuis 1976, le réchauffement a été très rapide et la dernière décennie apparaît de loin la plus chaude en tenant compte de toutes les observations effectuées.

Pour l'évolution des précipitations (fig. 8.12), on constate une augmentation de la pluviométrie dans les zones de hautes latitudes au détriment de celles de basses et moyennes latitudes.

Ces dernières années sont caractérisées par de nombreux records : 1989, par exemple, fut l'année la plus chaude de la péninsule antarctique.

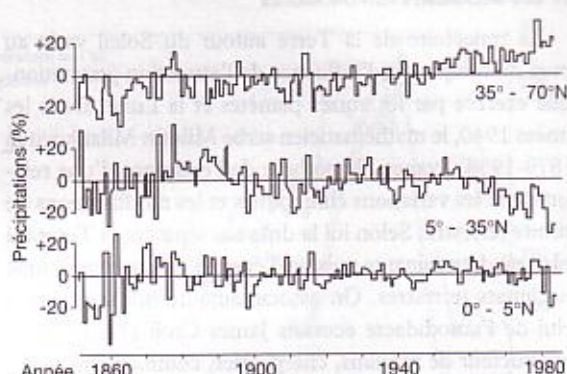


FIGURE 8.12. L'ÉVOLUTION DES PRÉCIPITATIONS (EN %) SUIVANT TROIS BANDES LATITUDINALES.

2. Les mécanismes responsables des variations climatiques

Au cours d'une année, en un point donné de la Terre, la température varie au cours des saisons. Si l'axe de rotation de la Terre était perpendiculaire au plan de révolution de la planète, appelé l'écliptique, le Soleil culminerait toujours à l'équateur. Mais cet axe est incliné, par rapport à la normale à l'écliptique, d'un angle qui est actuellement de $23^{\circ} 27'$; cette inclinaison est responsable des saisons. Le jour du solstice d'été (22 juin), le pôle nord est incliné vers le Soleil et l'ensoleillement est maximal pour l'hémisphère boréal. La situation est inversée le jour du solstice d'hiver (22 décembre) et ce sont alors les hautes latitudes australes qui reçoivent le plus d'énergie solaire (fig. 8.13).

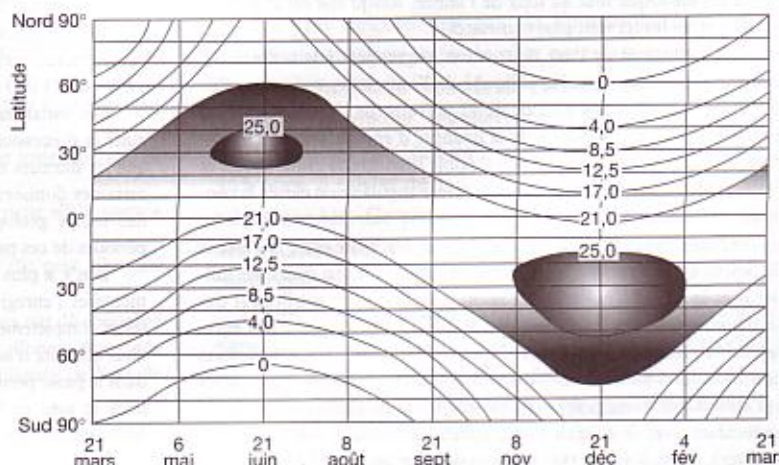


FIGURE 8.13. LES VARIATIONS SAISONNIÈRES DE L'ENSOLEILLEMENT JOURNALIER (en 10^6 J.m^{-2}), en considérant que 30 % du rayonnement solaire est réfléchi par la haute atmosphère ; la longueur du jour est responsable des valeurs maximales aux moyennes latitudes.

2.1 LES MÉCANISMES ASTRONOMIQUES

La trajectoire de la Terre autour du Soleil varie au cours du temps sous l'influence de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes et la Lune. Dans les années 1940, le mathématicien serbe Milutin Milankovitch (1879-1958) avance l'hypothèse de l'existence d'une relation entre les variations climatiques et les modifications de l'orbite terrestre. Selon lui la distance séparant la Terre du Soleil est déterminante puisque l'énergie solaire conditionne les climats terrestres. On associe aujourd'hui son nom à celui de l'autodidacte écossais James Croll (1821-1890), constructeur de moulins, charpentier, commerçant de thé puis d'équipements électriques, hôtelier et enfin concierge au musée de Glasgow, qui suite à la lecture d'un livre publié par Joseph Adhémar en 1842 développe les théories de ce dernier concernant les variations de l'orbite de la Terre.

2.1.1 LA THÉORIE DE CROLL-MILANKOVITCH

À partir de 1924, Milankovitch s'intéresse à la variabilité des paramètres astronomiques et publie en 1941 son ouvrage de référence « Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem ».

En une année l'orbite de la Terre décrit dans l'espace presque exactement une ellipse dont le Soleil occupe l'un des foyers. Cette ellipse se déplace et se déforme sous l'influence de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes, cela très lentement et de manière imperceptible à l'échelle d'une vie humaine :

- son excentricité, qui mesure son degré d'aplatissement, n'est pas stable au cours du temps,
- l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à la normale au plan de l'écliptique, varie périodiquement,
- elle tourne très lentement par rapport à des étoiles fixes.

• L'excentricité (cf. p. 46) passe d'une valeur nulle (orbite circulaire) à une valeur maximale d'environ 7 % (ellipse légèrement aplatie) avec des périodes voisines de 95 000 et 410 000 ans (fig. 8.14a). Cette variation d'excentricité entraîne une variation de la quantité d'énergie solaire saisonnière : lorsque l'excentricité est nulle, la distance Terre-Soleil est identique tout au long de l'année, lorsqu'elle est maximale les étés et les hivers sont plus contrastés.

• L'inclinaison de l'axe de rotation par rapport à la normale au plan de l'écliptique, appelée obliquité de l'écliptique, varie entre $22^{\circ} 02'$ et $24^{\circ} 32'$ selon une période de 41 000 ans (fig. 8.14b). Cette variation entraîne une variation de la quantité d'énergie solaire latitudinale : lorsque la valeur angulaire est faible le contraste entre hautes et basses latitudes est réduit ; lorsque la valeur angulaire est élevée le contraste est accentué.

• Actuellement, le périhélie (la distance minimale entre la Terre et le Soleil) est le 3 janvier, c'est-à-dire en plein hiver. Au cours des millénaires la date du périhélie, et donc la position des solstices et des équinoxes, se décale lentement, ce qui entraîne une variation de l'énergie solaire reçue à chaque saison. Nous sommes ainsi dans une situation qui adoucit les hivers et refroidit les étés dans l'hémisphère nord, alors qu'elle accroît les contrastes saisonniers de l'hémisphère sud (périhélie coïncidant avec le solstice d'été, aphélie coïncidant avec le solstice d'hiver). Ainsi, il y a 10 000 ans, lors de l'Optimum de l'Holocène, le

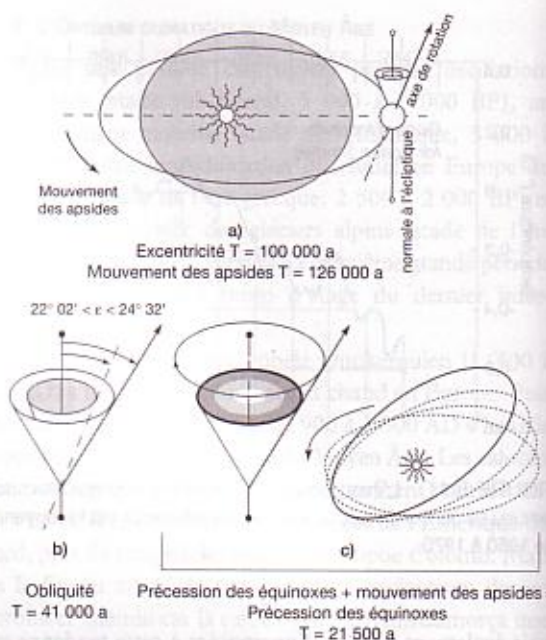


FIGURE 8.14. VARIATIONS DE L'ORBITE TERRESTRE.

périhélie coïncidait avec le solstice boréal et les températures estivales de l'hémisphère nord étaient supérieures à celles d'aujourd'hui.

Ce mouvement, appelé la précession des équinoxes résulte d'une combinaison de deux mouvements de rotation (fig. 8.14c) :

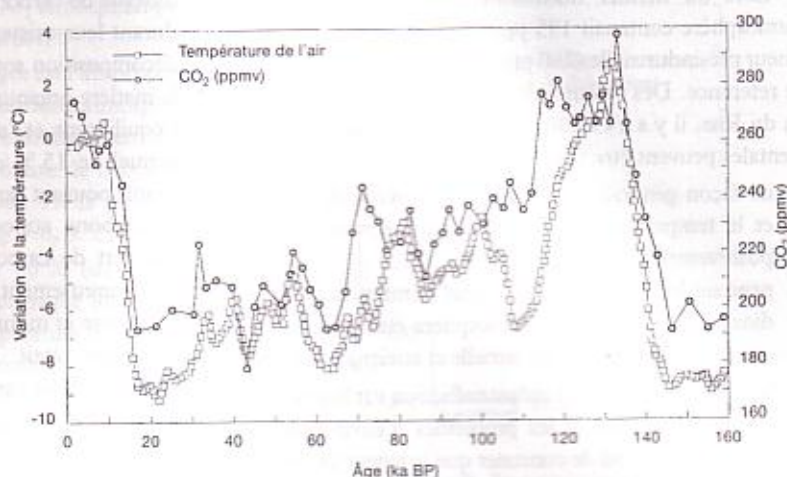
- Celui de l'axe de rotation de la Terre, qui tourne dans le sens rétrograde autour d'un axe perpendiculaire à l'écliptique sous l'effet de l'attraction exercée par le Soleil et la Lune sur le bourrelet équatorial de la Terre, en faisant décrire au pôle Nord céleste un cercle en 26 000 ans (période T_1). Ce mouvement est comparable à la précession d'une toupie.
- Celui du grand axe de l'orbite de la Terre, ou mouvement des apsides, qui tourne de 360° dans le sens direct en 124 000 ans (période T_2), est comparable à celui d'un « Hula-Hop », cerceau qu'on faisait tourner autour de la taille dans les années 60. La combinaison de ces deux mouvements ramène à 21 500 ans ($1/T_1 + 1/T_2$, cf. p. 79) la périodicité de la précession des équinoxes.

La distance Terre-Soleil, modulée non seulement par le mouvement de précession des équinoxes mais également par les variations de l'excentricité, varie alors suivant deux périodes, l'une de 19 000 ans, l'autre de 23 000 ans.

Ces variations des paramètres astronomiques (excentricité, obliquité et précession) appelés paramètres de Milankovitch ne couvrent que les derniers millions d'années car si l'on remonte dans le passé certaines données comme la distance Terre-Lune évoluent au cours des temps géologiques entraînant une modification des valeurs de périodes de ces paramètres.

Il n'y a plus aujourd'hui d'incertitudes dans l'analyse des sédiments et l'enregistrement de l'avance et du recul des glaciers pour tester complètement la théorie de Milankovitch. Les mesures récentes de la quantité d'isotopes ^{16}O et ^{18}O de l'oxygène dans l'eau des océans dans le passé permettent de connaître les variations de température du jadis et sont en bon accord avec la théorie astronomique de Croll-Milankovitch (fig. 1.39, p. 47 et fig. 8.30, p. 323).

FIGURE 8.15. LA TENUEUR EN DIOXYDE DE CARBONE ET LA TEMPÉRATURE DE L'AIR, DEPUIS 160 000 ANS, MESURÉES DANS UNE CAROTTE DE GLACE DE LA STATION VOSTOK (ANTARCTIQUE).



2.1.2 LA STABILITÉ DU SYSTÈME AU COURS DES TEMPS GÉOLOGIQUES

Jusqu'au début des années 90, le système solaire apparaissait comme l'exemple-même de la régularité. Depuis que Kepler eut créé son système, fondé sur l'ellipse, les mouvements des astres semblaient réguliers et immuables, inaltérables. Et pourtant...

Dès 1892, Henri Poincaré montre que, s'il est possible d'intégrer les équations du mouvement de deux corps en interaction gravitationnelle, ceci est impossible pour les équations de mouvement de trois corps : on ne peut donner une solution analytique qui représente leurs mouvements sur une durée infinie. La théorie du comportement chaotique était entrevue pour la première fois. Elle restera longtemps confidentielle, et c'est l'apparition d'ordinateurs à grande puissance de calcul qui a permis, dans les années soixante-dix, par l'application des méthodes d'intégration numérique, une approche à long terme pour étudier divers phénomènes naturels (météorologie, turbulences, astronomie...).

Depuis une dizaine d'années, la mécanique céleste prend en considération les trajectoires dites chaotiques, entrevues par Poincaré. Jacques Laskar, du Bureau des Longitudes, vient récemment de décrire la dynamique globale du système solaire afin d'en comprendre l'évolution à long terme. L'état actuel des connaissances semble indiquer que :

- seul le mouvement des grosses planètes joviennes est régulier et quasi périodique,
- le mouvement de Pluton est chaotique, mais dans d'étroites limites,
- les mouvements de la Terre et de Vénus sont irréguliers sur de longues périodes (5 Ga),
- l'orbite de Mars pourrait présenter une excentricité allant jusqu'à 0,25,
- l'orbite de Mercure est tellement instable qu'elle peut aller jusqu'à rencontrer celle de Vénus.

Au cours de leur histoire, les planètes intérieures ont dû connaître des épisodes chaotiques. En l'absence de la Lune, l'orientation de la Terre aurait été fortement instable (cf. p. 62). L'obliquité de l'axe de rotation de Mars aurait pu varier entre 0 et 60°.

2.2 LES MÉCANISMES GÉOCHIMIQUES

La distance de la Terre au Soleil et l'orientation de l'axe de rotation de notre planète au cours du temps définissent la quantité d'énergie solaire interceptée par la Terre. Mais cette géométrie orbitale, facteur forçant externe, n'est pas le seul mécanisme susceptible d'induire des variations climatiques : la chimie de la Terre, et principalement la variation de la répartition de certains composés chimiques, est un second facteur tout aussi important.

2.2.1 LES MÉCANISMES IMPLIQUANT LA BIOSPHÈRE

Comme nous l'avons vu (paragraphe 1.3.1, p. 256), la composition chimique de l'atmosphère est caractérisée par trois gaz relativement abondants, l'azote, l'oxygène et l'argon qui représentent plus de 999,5 % de la masse atmosphérique. Les 0,5 % restants contiennent du dioxyde de carbone, du méthane, de l'ozone, dont le pouvoir d'absorption est efficace et qui jouent un rôle-clé dans les mécanismes dits d'« effet de serre ».

Le plus célèbre des gaz de l'atmosphère, celui qui actuellement monopolise le plus notre attention, est sans conteste possible le dioxyde de carbone. Sa teneur atmosphérique augmente régulièrement depuis le milieu du XVIII^e siècle, où elle était de 280 ppm, à la valeur actuelle de 365 ppm, à raison de 1,5 ppm.a⁻¹ au cours de ces 30 dernières années. Ce phénomène, lié à l'industrialisation de nos sociétés, est responsable *pro parte* du réchauffement climatique de cette fin du XX^e siècle.

Depuis 1980, l'analyse des bulles d'air emprisonnées dans la glace des calottes polaires nous permet d'étudier la variation de la teneur en dioxyde de carbone de l'atmosphère lors d'un cycle glaciaire-interglaciaire (fig. 8.15).

Lors du dernier maximum glaciaire (20 000 BP) l'atmosphère contenait 195 ppm de CO_2 , soit 70 % de la teneur pré-industrielle (280 ppm), teneur qui sert de valeur de référence. Des valeurs identiques sont établies pour la fin du Riss, il y a 145 000 ans. Deux observations fondamentales peuvent être faites :

- de façon générale, les teneurs de dioxyde de carbone et la température de l'air sont étroitement corrélées positivement,
- pendant le dernier interglaciaire, l'Éémien, la teneur en dioxyde de carbone de l'atmosphère était supérieure à celle de la période pré-industrielle et atteignait 300 ppm.

Sans nier l'impact de l'industrialisation sur la teneur en CO_2 de l'atmosphère et les problèmes d'environnement qu'il soulève, force est de constater que la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique fluctue de façon naturelle, indépendamment de l'influence anthropique.

Quels sont les mécanismes susceptibles d'induire ces variations ?

Le problème n'est pas simple et ne peut être appréhendé que par l'analyse de certains flux entre les divers réservoirs du cycle du carbone (cf. paragraphe 2.3, p. 336). Le carbone existe en grande quantité sur notre planète, stocké sous différentes phases (gazeuse dans l'atmosphère, solide dans les carbonates par exemple) et dans divers réservoirs. La plus grande réserve de carbone à la surface de la Terre est celle des sédiments calcaires (120.10^6 Gt) qui en renferment 160 000 fois plus que l'atmosphère (770 Gt). Le troisième réservoir, l'océan (39 000 Gt), contient à peu près 50 fois plus de carbone que l'atmosphère, principalement sous forme d'ions hydrogénocarbonates HCO_3^- . Le quatrième et dernier réservoir est la biosphère avec une taille qui est à peu près quatre fois plus importante que celle de l'atmosphère. Dans le domaine émergé, 3 150 Gt de carbone se répartissent en 550 Gt pour la biosphère continentale et 2 600 Gt pour les sols, les humus. La biosphère marine, dont la taille est beaucoup plus faible, mais de taux de renouvellement supérieur, ne représente que 3 Gt. La masse de dioxyde de carbone dans l'air (0,06 %) quoiqu'en très faible proportion, participe activement aux modifications climatiques.

Les différents réservoirs échangent du carbone, et c'est au niveau de déséquilibres des flux que des modifications de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone peuvent apparaître.

Un premier flux est celui qui existe entre la biosphère continentale et l'atmosphère. Grâce à l'énergie solaire, les plantes fabriquent à partir du dioxyde de carbone et de l'eau, les glucides nécessaires à leur croissance et rejettent l'oxygène, résidu de ces réactions photosynthétiques. Toutefois les plantes ne se contentent pas d'absorber le

dioxyde de carbone, elles en rejettent aussi par respiration durant leur existence et ultérieurement, dans les sols, par décomposition sous l'action des bactéries et oxydation de la matière organique. En moyenne absorption et émission s'équilibrent, et l'activité biologique entretient un recyclage annuel de 15 % du carbone atmosphérique. Une raison simple pouvant expliquer une baisse de la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique lors d'une glaciation est un transfert de carbone de l'atmosphère vers la biosphère. Malheureusement deux observations contredisent cette hypothèse et montrent que le stockage de carbone dans la biosphère était moindre lors des stades glaciaires qu'aujourd'hui car :

- les forêts tempérées de l'hémisphère boréal, qui contiennent actuellement près de la moitié de la masse de bois de notre planète, n'existaient pas (domaine de la calotte glaciaire) ou étaient remplacées par une végétation steppe,
- d'autre part l'étendue des forêts tropicales (qui renferment l'autre moitié de la masse de bois) était moins importante, par réduction de la bande climatique inter-tropicale.

Un pompage actif de la biosphère continentale ne peut donc être envisagé.

Une autre manière d'expliquer la baisse du taux de dioxyde de carbone atmosphérique est de bloquer la dégradation de la matière organique des sols, c'est-à-dire de réduire le transfert de carbone de la biosphère vers l'atmosphère. L'extension des calottes glaciaires, qui en recouvrant les tourbières et les végétations boréales les soustrait à l'oxydation, est une solution possible. Malheureusement, ce mécanisme doit lui aussi être écarté car les données des isotopes du carbone (voir paragraphe 1.2.2, p. 304) sont en contradiction. Lors du dernier stade glaciaire le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone dissous dans les océans (mesuré sur des foraminifères) était inférieur de 0,35 ‰ à l'actuel ($\delta^{13}\text{C}$ actuel = 0 ‰ par définition). Cette différence ne peut être expliquée que si un cinquième de la biosphère et des sols actuels est, au contraire, oxydée en CO_2 et rajoutée au carbone du système océan-atmosphère. En effet le fractionnement isotopique dû à la photosynthèse entraîne un $\delta^{13}\text{C}$ de -25 ‰. En transférant une quantité de carbone biogène égal à un soixante-dixième de la masse actuelle des réservoirs « océans + atmosphère » le $\delta^{13}\text{C}$ marin chutera de 0,35 ‰ ($25 \text{ ‰} \times 1/70$). Étant donné que la masse des réservoirs « océans + atmosphère » est égale à 39 750 Gt cette fraction représente environ 570 Gt ($39\,750 / 70$), un cinquième de la masse « biosphère + sols » (3150 Gt).

Ces démonstrations montrent donc que la variation des flux entre la biosphère et l'atmosphère ne peut expliquer la baisse du taux de dioxyde de carbone lors d'un épisode

glaciaire : bien au contraire, le taux de CO_2 atmosphérique devrait être supérieur pendant une glaciation !

L'autre solution qui peut être envisagée est l'absorption par l'océan d'une partie du dioxyde de carbone atmosphérique. Celle-ci peut s'effectuer par un refroidissement des masses d'eau océaniques. En effet une baisse de température de 1°C de l'eau de mer diminue de 4% la pression partielle de CO_2 atmosphérique (voir fig. 7.8, p. 253).

Ainsi, pour expliquer la chute de 30 % (de 280 à 195 ppm) de la teneur en CO_2 atmosphérique lors de la transition glaciaire-interglaciaire, la température de l'océan devrait baisser de 9°C . Or d'après la courbe SPECMAP (voir fig. 8.6, p. 304), la baisse de température est estimée à 2°C maximum ce qui n'entraîne qu'une baisse de 22 μatm de la pression atmosphérique de CO_2 . D'autre part l'absorption de CO_2 par les océans est dépendante de la salinité. Lors du dernier maximum glaciaire la baisse du niveau de la mer de 120 mètres (voir fig. 8.33, p. 325) a entraîné une augmentation de la salinité de 3 % (de 35 g.l^{-1} à 36 g.l^{-1} environ). Cette augmentation de salinité provoque un dégazage de l'océan et donc une augmentation de 11 μatm de pression atmosphérique de CO_2 . Le bilan de refroidissement de 2°C de l'océan n'implique alors qu'une baisse de 11 μatm de pression atmosphérique de CO_2 (soit environ 3 %), ce qui est loin d'être suffisant.

À part les transferts entre la biosphère continentale et l'atmosphère, et ceux entre l'océan et l'atmosphère, il existe une autre possibilité d'échange entre le réservoir des roches carbonatées et l'atmosphère.

L'érosion des roches carbonatées relevant d'une échelle de temps trop longue (10^5 a) par rapport aux variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère (10^4 a), le dernier mécanisme envisageable est l'absorption de CO_2 au niveau de la biosphère marine.

Le phytoplancton marin prélève du dioxyde de carbone dans les eaux de surface et le transforme en matière organique. Après la mort de ces organismes une partie de cette matière organique rejoint les zones profondes de l'océan avant d'y être oxydée. Comme le phytoplancton marin se développe uniquement dans la zone euphotique (les 100 premiers mètres), ce cycle agit comme une pompe qui transfère le dioxyde de carbone de la surface vers la profondeur des océans. On lui a donné le nom de « pompe biologique ».

Les variations de la teneur en CO_2 atmosphérique sont limitées par la capacité de fonctionnement de la pompe biologique (fig. 8.16). La limite supérieure (450 ppm de CO_2 atmosphérique) est atteinte lorsque la pompe biologique est inopérante, c'est-à-dire lorsque l'océan est totalement

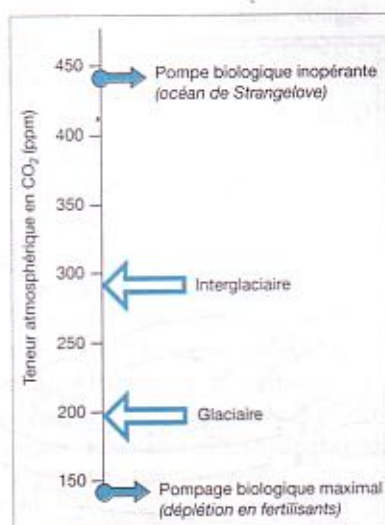


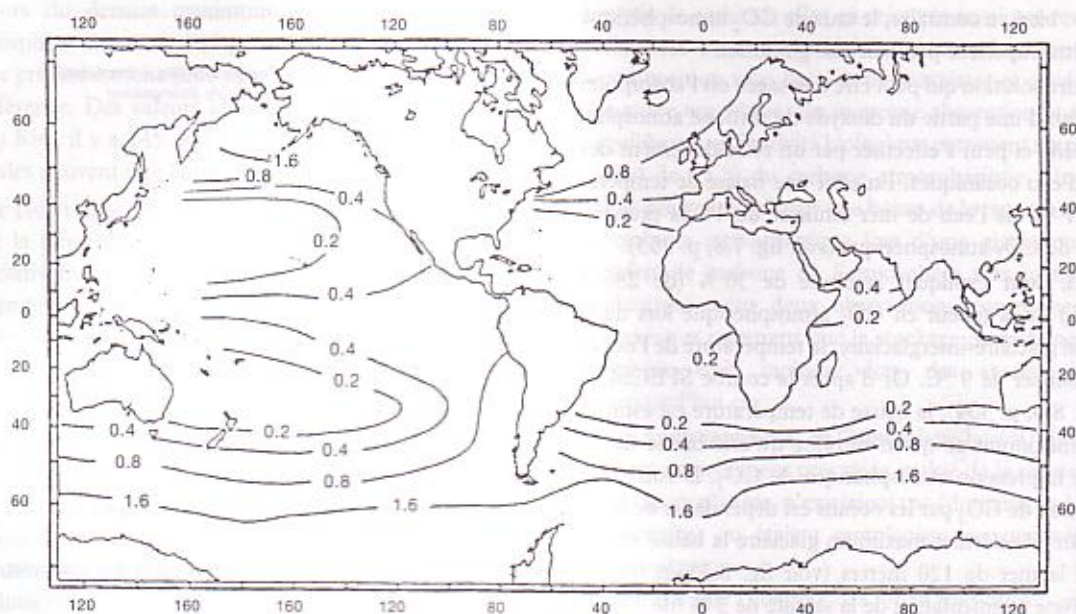
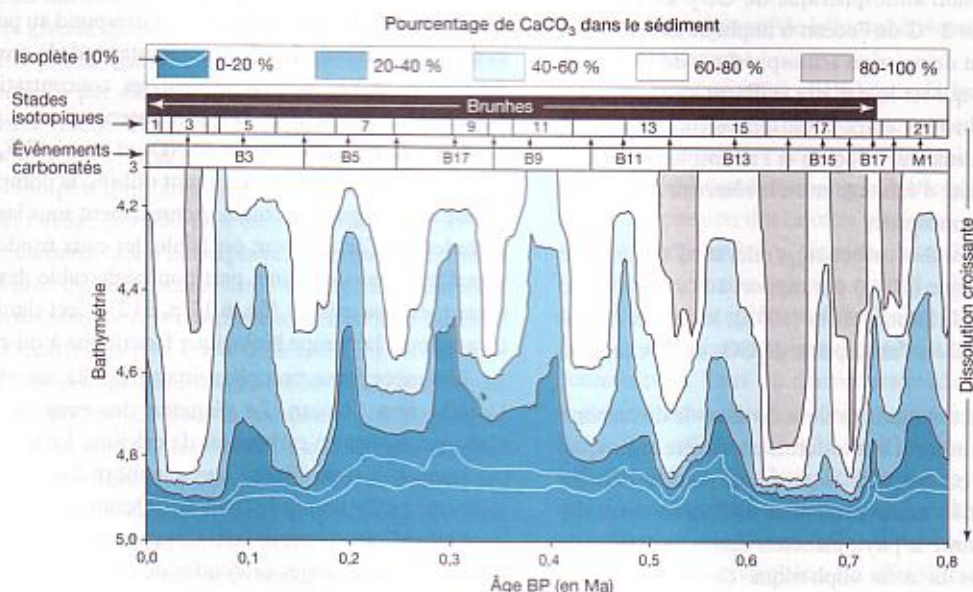
FIGURE 8.16. LA POMPE BIOLOGIQUE À DIOXYDE DE CARBONE.

azoïque : l'océan du Dr Strangelove¹. La limite inférieure (150 ppm de CO_2 atmosphérique) correspond au pompage biologique maximal. Les facteurs limitants de la croissance du phytoplancton océanique sont les concentrations en nitrates et en phosphates : en leur absence il n'y a plus de productivité primaire. Si tout le NO_3 et tout le PO_4 disponibles dans les eaux de surface sont utilisés, la pompe fonctionne à son régime maximal. Actuellement sous les hautes latitudes, où l'éclairement est faible, les eaux froides et les upwellings puissants, une part non négligeable des fertilisants n'est pas utilisée (fig. 8.17 p. 312). Ceci signifie que de nos jours la pompe biologique fonctionne à mi-régime.

Un mécanisme complémentaire est lié au cycle du CaCO_3 dans l'océan. Le plancton des eaux de surface élabore des tests en carbonates de calcium. La majorité de ces squelettes sont dissous après la mort des organismes, mais une partie rejoint le fond de l'océan et est incorporé dans les sédiments carbonatés. Cet apport de carbonates de calcium dans les zones profondes de l'océan détermine la profondeur de compensation de la calcite (CCD) : plus elle est profonde, plus la productivité de surface est grande et plus la pompe biologique est efficace (fig. 8.18 p. 312).

La pompe biologique et la production de carbonates de calcium sont donc les mécanismes qui semblent les plus appropriés pour expliquer les variations de teneur du dioxyde de carbone atmosphérique lors des transitions glaciaire-interglaciaire.

¹ terme créé par Wallace Broecker à partir du film du même nom (Stanley Kubrick, *Docteur Folamour* en VF) dans lequel, par un holocauste nucléaire, le Dr Strangelove voulait effacer toute vie sur Terre.

FIGURE 8.17. LA TENUEUR EN PHOSPHATES DES EAUX DE SURFACES (EN $\mu\text{m.kg}^{-1}$).FIGURE 8.18. LA TENUEUR EN CaCO_3 DES SÉDIMENTS DE L'Océan Pacifique EN FONCTION DE LEUR ÂGE; LORS DES ÉPISODES GLACIAIRES, L'AUGMENTATION DE LA PRODUCTIVITÉ PRIMAIRE ABaisse LA SURFACE DE COMPENSATION DES CARBONATES.

Un autre gaz à effet de serre, moins abondant que le dioxyde de carbone mais plus efficace, est le méthane. Sa teneur atmosphérique passe de 0,35 ppm pendant les stades glaciaires à 0,70 ppm pendant les stades interglaciaires, soit du simple au double. Comme pour le dioxyde de carbone, on constate de nos jours une teneur atmosphérique bien supérieure (1,72 ppm) liée aux activités anthropiques.

Les comportements du dioxyde de carbone et du méthane sont différents : alors que le premier est chimiquement stable, le second réagit avec le dioxygène (à l'aide d'intermédiaires catalytiques) pour donner du CO_2 et de l'eau. L'une des voies utilisées est en relation avec le cycle troposphérique de l'ozone (voir paragraphe 1.3.4, p. 250), l'autre avec la décomposition bactérienne de CH_4 dans les

sols. Ces réactions font que le temps de résidence d'une molécule de méthane dans l'atmosphère ne dépasse pas une décennie et que la production décennale de CH_4 doit être égale à la masse de méthane atmosphérique.

Le mécanisme majeur de production de méthane est la dégradation bactérienne de la matière organique dans des environnements anaérobies : les marécages et l'estomac des ruminants par exemple. Dans notre environnement actuel, modifié par l'homme, la riziculture et l'élevage domestique contribuent chacun pour un quart de la production de CH_4 atmosphérique. Le troisième quart provient des marécages et le quatrième des feux de forêt (fig. 7.11, p. 257).

En se basant sur le cycle actuel du méthane, on peut expliquer la faible teneur atmosphérique en CH_4 des stades glaciaires par une réduction des surfaces marécageuses. En périodes glaciaires :

- de nombreux marécages actuels étaient recouverts par les calottes glaciaires,
- l'abaissement du niveau marin a permis de drainer les marécages côtiers,
- dans de nombreuses régions continentales le climat était plus sec.

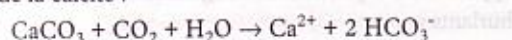
Mais le méthane s'associe aussi à l'eau pour former des hydrates, voire des clathrates, où ses molécules se logent dans les lacunes du réseau cristallin de la glace. De grandes quantités de méthane peuvent être ainsi piégées dans les sédiments marins et les pergélisols de l'Arctique. Un forage récent sur la crête sous-marine de Blake (au large de la côte sud-est des États-Unis) a permis d'estimer à 47 milliards de tonnes le gisement naturel de méthane contenu dans les sédiments océaniques (soit cent fois la consommation de gaz naturel par les États-Unis en 1996). Les énormes quantités de méthane piégées dans les hydrates et les clathrates lors des épisodes glaciaires pourraient ainsi, par rétroaction positive, amplifier l'effet de serre lors des phases de déglaciation.

Alors que les variations de la teneur en dioxyde de carbone de l'atmosphère sont pilotées par l'océan, celles du méthane le sont probablement par les continents.

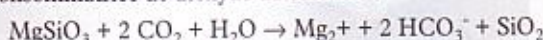
2.2.2 LES MÉCANISMES IMPLIQUANT LA GÉOSPHERE

Les mécanismes qui font varier la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique ne concernent pas seulement l'océan et la biosphère. À une autre échelle de temps, l'altération des roches, les phénomènes de subduction et de métamorphisme jouent un rôle non négligeable.

Sur les continents, l'altération des carbonates et des silicates de calcium et de magnésium est un ensemble de réactions de dissolution appelé hydrolyse. Celle-ci consomme du CO_2 et l'exemple le plus commun est celui de la dissolution de la calcite :

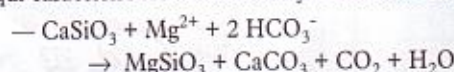


Mais l'hydrolyse d'un pyroxène comme l'enstatite (silicate de magnésium de formule MgSiO_3) est elle aussi consommatrice de dioxyde de carbone :

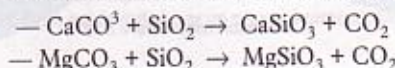


Cette deuxième réaction est même plus dispendieuse que la première quant à la consommation de CO_2 .

L'altération des roches sédimentaires et magmatiques se traduit donc par une consommation de dioxyde de carbone et une libération d'ions tels que Ca^{2+} , HCO_3^- , K^+ , Mg^{2+} , Na^+ ... mais il existe d'autres mécanismes qui eux sont pourvoyeurs de CO_2 . La précipitation de la calcite qui est l'inverse de la réaction de dissolution en est une, mais bien d'autres peuvent être citées. Ainsi la réaction schématique qui caractérise les altérations hydrothermales :



ou la décarbonatation de la calcite et de la dolomite lors les phénomènes de subduction ou de métamorphisme :



À l'échelle des temps géologiques, c'est-à-dire plusieurs millions d'années, la destruction d'une chaîne de montagnes, l'accélération du taux d'expansion des dorsales ou les collisions continentales sont susceptibles de modifier les teneurs en dioxyde de carbone atmosphérique.

2.3 LES MÉCANISMES LIÉS À LA DYNAMIQUE TERRESTRE

Les fluctuations du climat ne sont pas seulement des réponses aux variations d'ensoleillement ou de composition de l'atmosphère qui sont caractérisées par des courtes périodes de temps. Elles sont aussi amorcées, comme nous venons de le voir, par des phénomènes dont la durée est bien plus importante, comme la tectonique des plaques ou la formation des chaînes de montagnes.

2.3.1 LA DÉRIVE DES CONTINENTS

La dérive des continents, dont le moteur est la tectonique des plaques, modifie le visage de notre planète depuis sa naissance, et cette paléogéographie n'est pas sans influencer l'évolution climatique de la Terre.

Une première observation, évidente, consiste à prendre en considération la présence ou l'absence d'une terre émergée en position polaire. Une période glaciaire est caractérisée par l'accumulation de glace dans les régions de hautes latitudes. Une condition *sine qua non* pour que s'installe et se développe une calotte glaciaire est l'existence d'un continent en position polaire. Actuellement le continent Antarctique remplit parfaitement ce rôle pour l'hémisphère sud. Mais, au gré des mouvements des plaques lithosphériques, cette condition n'a pas toujours

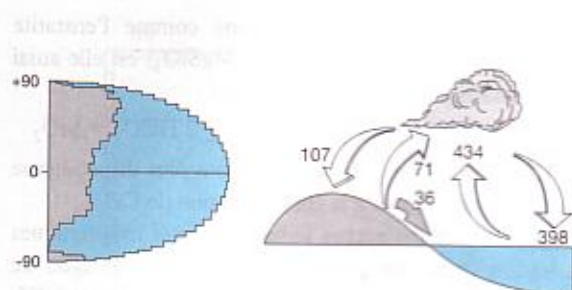


FIGURE 8.19. LE CYCLE DE L'EAU, LE TRANSFERT DU CONTINENT VERS L'OCEAN (EN 10^{15} KG) ET LA RÉPARTITION DES TERRES ÉMERGÉES : ETAT ACTUEL.

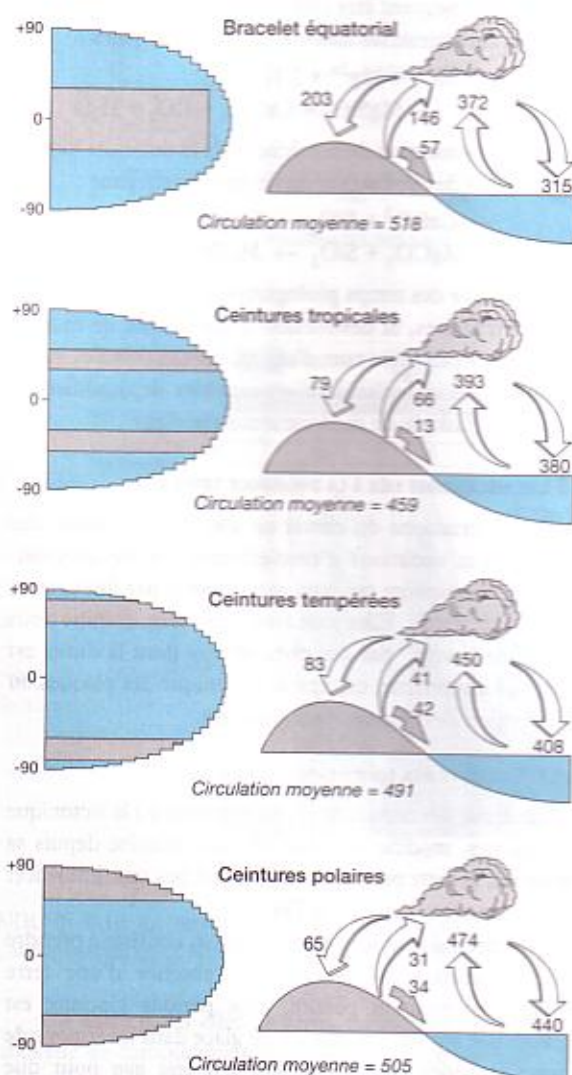


FIGURE 8.20. LA SIMULATION DES TRANSFERTS D'EAU, DU CONTINENT VERS L'OCEAN, EN FONCTION DE LA RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES TERRES ÉMERGÉES. La circulation moyenne correspond à la somme des précipitations (ou des évaporations).

été remplie et empêchait l'installation et le développement d'une calotte glaciaire.

La position et la distribution des aires continentales influent fortement le cycle de l'eau. Actuellement, 2/3 des continents occupent l'hémisphère Nord et l'eau s'évapore plus facilement sur les océans que sur les terres émergées. Chaque année 434.10^{15} kg d'eau s'évaporent sur la totalité des océans alors qu'il n'y précipite que 398.10^{15} kg (fig. 8.19). Ce déficit de pluviométrie océanique est compensé par un excès des précipitations sur les continents grâce à l'advection de 36.10^{15} kg d'eau de l'atmosphère marine vers l'atmosphère continentale. Cette advection, essentiellement réalisée par les vents d'ouest (voir fig. 7.24, p. 270), entretient un retour de 36.10^{15} kg d'eau vers l'océan par les rivières et les fleuves. Ce cycle, en équilibre, est à l'origine du transport des matériaux sédimentaires des continents vers l'océan.

Lorsque les continents sont disposés de façon différente à la surface de la Terre le cycle de l'eau est modifié. Pour une surface émergée identique à celle d'aujourd'hui, mais une géométrie différente, une modélisation du cycle de l'eau montre des transferts continent-océan fort différents (fig. 8.20). La circulation moyenne (somme des évaporations ou des précipitations) varie entre 459.10^{15} kg.a⁻¹ et 518.10^{15} kg.a⁻¹ suivant que les continents sont disposés en ceintures tropicales ou en bracelet équatorial. L'advection atmosphérique, et donc le transfert continent-océan par les rivières et les fleuves, varie quant à lui d'un facteur 4, entre 13.10^{15} kg.a⁻¹ et 57.10^{15} kg.a⁻¹ respectivement. Cette différence n'implique pas seulement une érosion continentale réduite lorsque les continents sont disposés en ceintures tropicales, mais également une modification de la répartition des différents types de climats.

2.3.2 LA GÉOMÉTRIE DES OCEANS

La tectonique des plaques, qui fait migrer les continents, modifie aussi la géométrie des océans. Nous avons vu (voir fig. 7.33, p. 279) que la circulation actuelle des masses d'eau est guidée par la morphologie des océans.

Au Crétacé supérieur, l'Australie et l'Antarctique ne formaient qu'un seul bloc continental. Les eaux marines de hautes latitudes de l'hémisphère austral étaient donc obligées de remonter vers des latitudes plus clémentes et de se réchauffer sous les tropiques. Lorsque survint le rifting australo-antarctique, la configuration des mers australes devint comparable à celle d'aujourd'hui (fig. 8.21). Le continent antarctique est isolé par un océan annulaire où aucun obstacle n'entrave la circulation régulière des eaux de surface d'ouest en est : c'est le domaine que les marins appellent les « quarantièmes rugissants » et « cinquantièmes hurlants ».

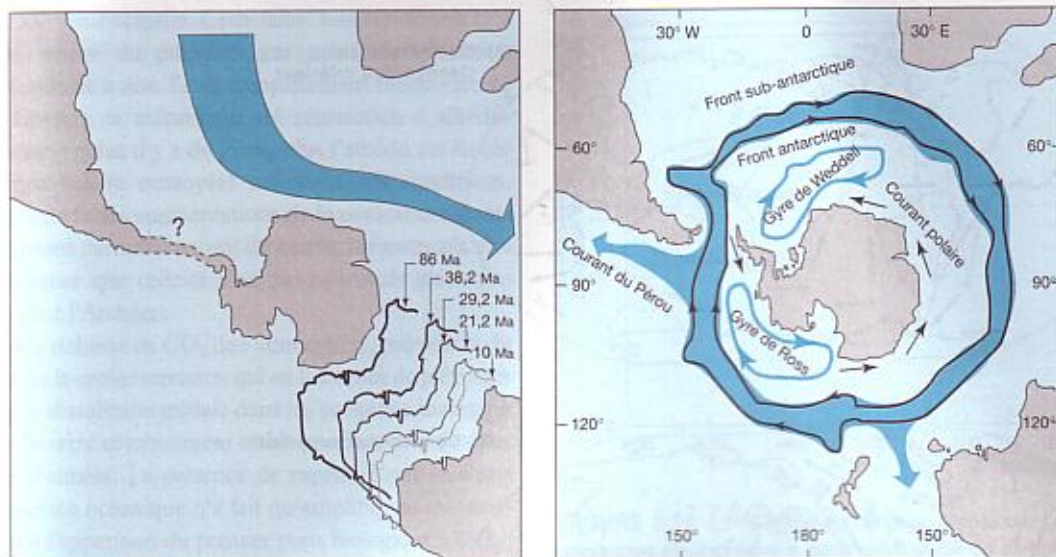


FIGURE 8.21. LA GÉOMÉTRIE DES MERS AUSTRALES. a) la séparation de l'Australie et de l'Antarctique commence vers -86 Ma, et le continent antarctique est isolé vers -38 Ma ; b) actuellement, l'isolement thermique de l'Antarctique est favorisé par un courant circumpolaire d'ouest en est.

Cette modification géométrique, qui marque le début de l'englacement de la partie occidentale de l'Antarctique à l'Éocène supérieur, est inscrite dans les sédiments océaniques. L'analyse isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) de foraminifères benthiques et planctoniques permet de reconstituer la température des eaux de fond, respectivement de surface au cours des 80 derniers millions d'années (fig. 8.22). Jusqu'à l'Éocène moyen la température des eaux de surface et celle des eaux profondes étaient à peu près identiques quelle que soit la latitude, la différence isotopique de 1 à 1,5 ‰ entre les eaux de surface et de fond représentant un gradient thermique de 2 à 3 °C. À partir de l'Éocène moyen, date du rifting australo-antarctique, cette homogénéité thermique disparaît : les eaux de surface et de profondeur du domaine subantarctique se refroidissent rapidement, tandis que dans le domaine tropical on assiste à un découplage thermique entre les eaux de surface qui restent relativement chaudes et les eaux de fond qui évoluent de façon identique à celle du domaine subantarctique. Cet événement paléocéanographique est d'une importance capitale : à l'Éocène supérieur on passe d'un océan à faible gradient thermique vertical, et donc peu turbulent, à un océan à fort gradient thermique vertical, et donc fortement brassé. Cette réorganisation de la circulation océanique plus latitudinale se manifeste sur les aires continentales par la « grande coupure oligocène » qui affecte les vertébrés : les faunes éocènes de forêts tropicales humides ou de savanes sont remplacées par des faunes oligocènes de milieux désertiques ou arides.

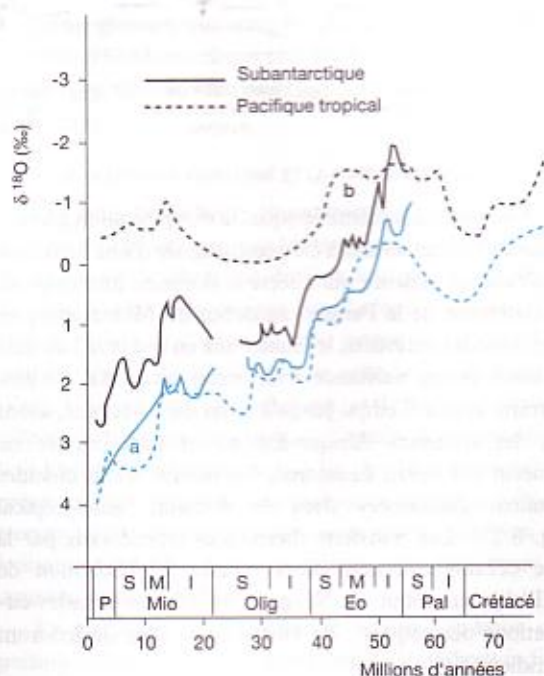


FIGURE 8.22. LA RECONSTITUTION DES VARIATIONS DE TEMPÉRATURE DES EAUX Océaniques DEPUIS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR. a) le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques traduit le refroidissement des eaux de fonds ; b) le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques traduit le refroidissement des eaux de surface. Pour les basses latitudes, on note l'accroissement progressif de la différence entre les températures des eaux de surface et profondes.

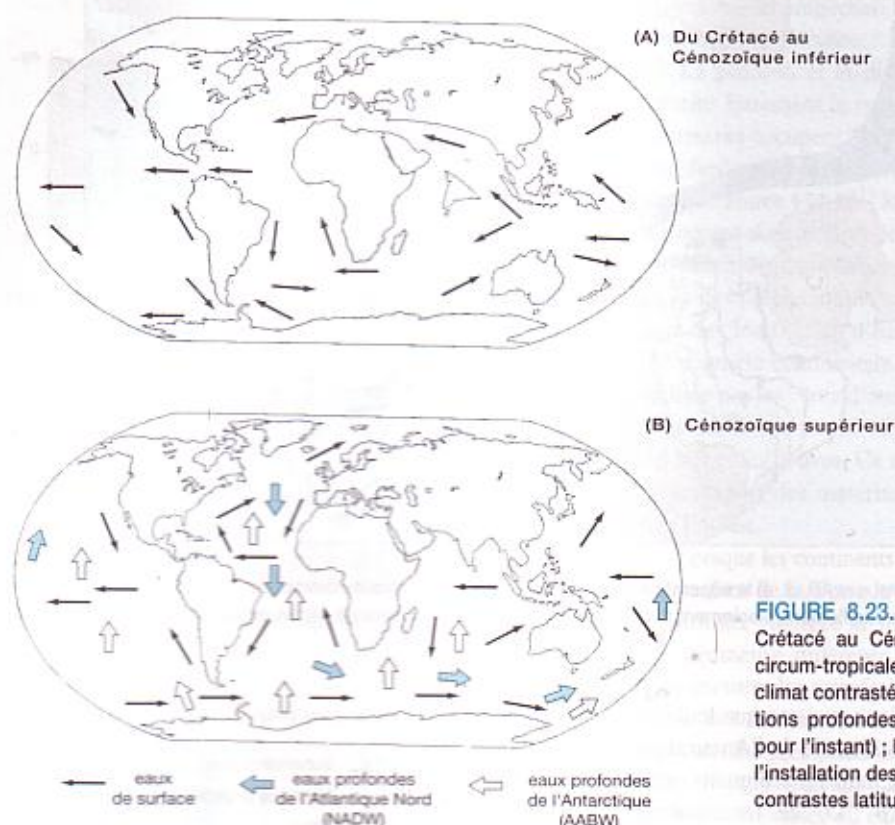


FIGURE 8.23. LA CIRCULATION OCÉANIQUE. a) du Crétacé au Cénozoïque inférieur une circulation circum-tropicale des eaux de surface maintient un climat contrasté à la surface de la Terre (les circulations profondes ne peuvent pas être modélisées pour l'instant) ; b) à partir du Cénozoïque supérieur l'installation des circulations méridiennes réduit les contrastes latitudinaux.

À peu près à la même époque, la réorganisation géométrique de l'océan austral a été accompagnée d'une deuxième modification majeure qui affecte le domaine intertropical. L'éclatement de la Pangée, au début du Mésozoïque, en deux grands continents, le Gondwana au sud et la Laurasia au nord, donne naissance à un océan équatorial circum-terrestre appelé Téthys. Jusqu'à la fin du Paléogène, avant que les collisions Afrique-Europe et Inde-Eurasie ne suturent cet océan équatorial, les masses d'eau chaudes restaient cantonnées dans le domaine inter-tropical (fig. 8.23). Les transferts thermiques latitudinaux par la voie océanique étaient alors réduits. L'oblitération de la Téthys au début du Néogène modifie les grandes circulations océaniques : de latitudinales elles deviendront méridiennes.

3. Les variations du climat au cours de l'histoire de la Terre

En 4,56 milliards d'années la Terre a connu une multitude de régimes climatiques. D'importantes glaciations se

sont succédées plus ou moins régulièrement, de longues périodes chaudes ont régné à certaines époques, des épisodes secs en ont caractérisé d'autres.

3.1 LES CLIMATS PRÉCAMBRIENS

Le Précambrien (- 4 650 à - 570 Ma), qui représente plus de quatre milliards d'années, soit 85 % de l'histoire de notre planète, ne nous a légué que peu d'informations climatiques. La première partie de cette longue période, l'Archéen, couvre environ deux milliards d'années. Le régime thermique interne de la planète est alors élevé, l'énergie gravitationnelle est évacuée et dans les 500 derniers millions d'années (de 3,0 à 2,5 Ga), les trois-quarts de la croûte continentale actuelle sont élaborés. Au début du Protérozoïque (- 2 500 à 570 Ma) d'importantes formations d'oxydes de fer, les BIF (*Banded Iron Formation*), témoignent que l'atmosphère, à l'origine réductrice, devient oxydante.

3.1.1 LE PARADOXE DE L'ARCHÉEN ET LA CHIMIE DE L'ATMOSPHÈRE

Les modèles les plus récents de la structure interne du Soleil semblent s'accorder sur le fait que la puissance rayonnée par notre étoile s'est accrue depuis sa formation. Il y a 4,56 milliards d'années sa luminosité n'atteignait que

75 % de sa valeur actuelle. Cette faible luminosité solaire à l'Archéen relève du paradoxe car une telle réduction devrait conduire à une Terre complètement recouverte de glaces. Comme le mécanisme de rétroaction « albédo-température » (plus il y a de glace, plus l'albédo est élevé et l'énergie solaire renvoyée) maintient ces conditions, même lors de fortes augmentations de la constante solaire, des conditions particulières ont dû exister sur notre planète pour expliquer que celle-ci n'ait pas connu de glaciation pendant tout l'Archéen.

C'est la richesse en CO_2 de l'atmosphère, provenant du dégazage de la croûte terrestre, qui en l'absence de piégeages (excepté la dissolution initiale dans les océans) a maintenu un effet de serre extrêmement stable pendant près de deux milliards d'années. La présence de vapeur d'eau et d'une grande surface océanique n'a fait qu'amplifier ce mécanisme jusqu'à l'apparition du premier puits biologique à CO_2 : le carbonate de calcium précipité par les stromatolithes par des cyanobactéries.

Par ailleurs, la faible superficie des continents ne permettait pas le piégeage du dioxyde de carbone par l'altération des silicates (voir paragraphe 2.2.2, p.313).

3.1.2 LA GLACIATION HURONNIENNE ET L'EXPANSION DES STROMATOLITHES

Le Précambrien supérieur ou Protérozoïque est caractérisé par deux glaciations datées de - 2,3 et - 0,9-0,6 Ga. La première d'entre elles, dite huronienne, coïncide avec l'expansion des stromatolithes. Les témoignages de cette glaciation sont des tillites, anciens dépôts glaciaires mal triés et indurés, et des roches striées. Ces indices ont été retrouvés en Amérique du Nord, en Australie et en Afrique du Sud, mais l'extension des glaciers est difficile à estimer et leur datation délicate. La cause principale invoquée actuellement pour expliquer cette première glaciation à la surface de la Terre est le développement important des stromatolithes qui résultent de la précipitation de CaCO_3 par des organismes photosynthétiques, les cyanobactéries.

Cette première glaciation est suivie d'une période relativement chaude où se déposent les premières évaporites (- 1,7 Ga).

La fin du Précambrien verra la succession de trois glaciations, dont la durée est d'une centaine de millions d'années, et centrées sur - 940 Ma, - 770 Ma et - 615 Ma. Localisées dans des régions de basses latitudes, elles sont peut être dues à une obliquité élevée de l'écliptique, seul facteur pouvant expliquer des glaciations tropicales.

3.2 LE PALÉOZOÏQUE ET LE MÉSOZOÏQUE

Le climat du Paléozoïque (- 570 à - 250 Ma) fut chaud, excepté durant deux périodes. Vers - 450 Ma, à l'Ordovicien,

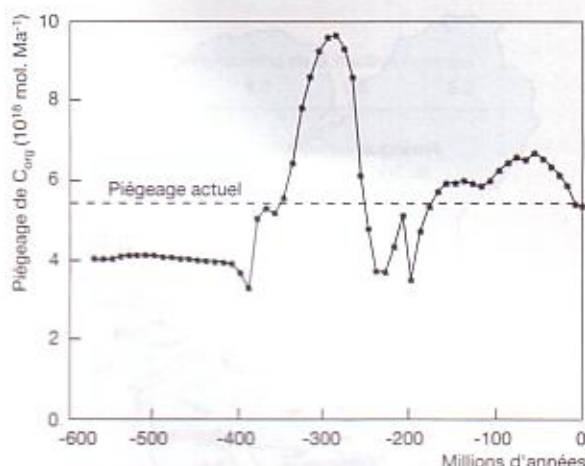


FIGURE 8.24. LE PIÉGEAGE DU CARBONE ORGANIQUE. Le carbone organique étant prélevé à partir du dioxyde de carbone atmosphérique, cette courbe traduit également les variations des teneurs en dioxygène de l'atmosphère.

une phase glaciaire très brève est identifiée au Sahara. Entre - 330 et - 250 Ma un climat plus froid et plus sec caractérise progressivement le Carbonifère et annonce la glaciation permienne.

3.2.1 LA GLACIATION PERMIENNE ET LA FORÊT CARBONIFÈRE

Les deux événements climatiques les plus significatifs de la fin du Paléozoïque sont la formation de dépôts massifs de charbon et la glaciation du Gondwana. La quantité de carbone piégé à cette époque dans la forêt carbonifère fut probablement du double de celle piégée par la biosphère actuelle (fig. 8.24). La position de cette forêt était tropicale (États-Unis et Europe actuellement) et de latitude tempérée (Sibérie actuelle et Gondwana). L'étude de fragments de bois bien conservés montre que les charbons tropicaux ne présentent pas de cernes, leur croissance n'ayant pas été interrompue par une saison sèche, alors que les charbons des latitudes tempérées sont caractérisés par des cernes de croissance bien développés.

La glaciation du Paléozoïque terminal indique une position polaire des parties englacées. D'abondants indices de glaciation ont été décelés en Amérique du Sud, en Afrique, en Inde, en Australie et en Antarctique, et leur étude fut une contribution importante au développement des premières esquisses de la tectonique des plaques par Alfred Wegener et Alexandre DuToit. Par exemple, la direction des stries glaciaires relevées en Amérique du Sud est parfaitement cohérente avec celle relevée en Afrique (fig. 8.25).



FIGURE 8.25. LA GLACIATION PERMIENNE.

L'abondance des charbons et la position polaire des continents explique l'initialisation de cette glaciation. La première, la genèse des charbons prélève le carbone dans le CO_2 atmosphérique, le piège dans la matière organique, fonctionne comme un puits et diminue l'effet de serre. La seconde, induit le stockage des précipitations neigeuses et en évitant leur fonte, permet l'installation de la calotte glaciaire.

Au Carbonifère, le piégeage du carbone par les produits de la photosynthèse a entraîné une élévation directement proportionnelle de la teneur en oxygène de l'atmosphère (balance $\text{CO}_2\text{-O}_2$). Ce déséquilibre momentané (géologiquement parlant, car il a quand même duré 100 Ma !) du système $\text{CO}_2\text{-O}_2$ est à relier à l'enfouissement de la matière organique et à l'absence d'organismes capables de dégrader efficacement la lignine. Dans la biosphère actuelle l'oxydation de la lignine est assurée essentiellement par les basidiomycètes (champignons supérieurs, ceux que nous dégustons dans nos assiettes) or les plus anciens fossiles de ce groupe ne sont connus qu'à partir du Trias. La lignine, macromolécule permettant de construire des structures rigides chez les végétaux, a donc joué pendant une centaine de millions d'années le rôle de puits à carbone. Cette hystérésis illustre de façon spectaculaire l'interaction de la biosphère avec les autres enveloppes de notre planète.

3.2.2 LA PÉRIODE CHAUDE DU MÉSOZOÏQUE

Après la glaciation permo-carbonifère, la Terre connaîtra une longue période chaude qui durera tout le Mésozoïque (de - 250 à - 65 Ma).

Au début du Trias, lorsque tous les continents sont soudés en une vaste Pangée, le climat est chaud, sec et de type continental. Sur la bordure de ce super-continent, surchauffé dans sa partie centrale, les dimensions du plateau continental sont réduites à l'extrême : la biosphère connaîtra alors sa plus grande crise et 90 % des espèces s'éteindront. C'est aussi de cette époque que datent les plus volumineux gisements d'évaporites. Dans le domaine océanique, les eaux de fond atteignent une température moyenne de 14 °C environ.

Le Crétacé supérieur (- 100 à - 65 Ma) est l'une des dernières époques où la Terre est entièrement dépourvue de glace. Les coraux s'étendent jusqu'à 30° N et S, on trouve des palmiers en Alaska, des arbres à pain au Groenland et les dépôts de charbon s'étendent jusqu'à 70° N.

De larges surfaces sont envahies par des mers épi-continetales et l'on estime que le niveau de la mer devait être 200 à 300 mètres plus élevé qu'actuellement. Cette imposante transgression fini-crétacée ne peut s'expliquer simplement par l'absence de calottes glaciaires. En effet la fusion totale des calottes actuelles n'entraînerait qu'une élévation du niveau de la mer de 80 mètres environ. Un second phénomène intervient. Le taux d'expansion des dorsales médio-océaniques connaît alors une accélération importante : le volume du récipient océanique se réduit et les océans « débordent » sur les zones basses des continents.

Cette accélération du taux d'expansion des dorsales a également enrichi l'atmosphère en dioxyde de carbone. Survenant juste après le plus grand épanchement basaltique sous-marin, le plateau d'Ontong Java (Pacifique sud-ouest, 350.106 km³ de laves émises), il est responsable de l'augmentation de l'effet de serre et la température moyenne à la surface du globe est supérieure d'environ 6 °C à l'actuelle.

La fin du Crétacé est caractérisée par un refroidissement bref, qui est suivi en quelques millions d'années par la médiatique disparition des dinosaures et l'extinction massive d'espèces océaniques et continentales.

3.3 LE CÉNOZOÏQUE

Plus récentes sont les périodes de temps analysées, plus nombreux sont les témoignages recueillis : nos interprétations s'affinent. Le Cénozoïque est donc l'époque la mieux connue, celle qui nous apporte le plus d'informations sur la variabilité des climats à la surface de notre planète.

3.3.1 LE MAXIMUM THERMIQUE DE L'ÉOCÈNE

Au début du Cénozoïque, le climat est chaud sur les continents, et les températures des eaux de surfaces des océans sont voisines de 23 °C dans les régions équatoriales (voir fig. 8.22, p. 315). Dans le Bassin Parisien, des Musacées

fossiles (ancêtres des bananes) du Lutétien témoignent d'un climat tropical. Les sols latéritiques, formés sous des climats chauds à précipitations saisonnières, s'étendaient à plus de 45° de latitude dans les deux hémisphères. En Terre d'Ellesmere, à l'ouest du Groenland et aux confins du pôle boréal, une riche faune de vertébrés fossiles, incluant des alligators et des lémurins, montre que ces températures élevées régnaient jusqu'à 78° N (paléolatitudes du gisement). Cette période du Cénozoïque est appelée Maximum Thermique de l'Éocène.

Cet événement, d'une durée de 5 Ma environ, est associé à une profonde modification de la taille des réservoirs de carbone. C'est à la transition Paléocène-Éocène, vers - 55 Ma, qu'il est le mieux enregistré dans les domaines océaniques :

- le $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments marins baisse brutalement, traduisant une réduction de la productivité primaire,
- la taille moyenne des particules éoliennes diminue (fig. 8.26), ce qui correspond à un affaiblissement de la vitesse des vents.

Comme, après la fin de ce réchauffement, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et celles de la granulométrie des particules ne retourneront jamais à leurs valeurs d'origine, il faut imaginer que cette période a été initialisée par un événement irréversible.

Ce réchauffement est actuellement interprété comme résultant d'une augmentation du dioxyde de carbone atmosphérique, en relation avec une profonde réorganisation des plaques lithosphériques. L'ouverture de la mer de Norvège-Groenland et l'émission des basaltes thuléens, trapps de l'Atlantique nord dont le volume est équivalent à celui des trapps du Deccan (limite Maastrichtien-Paléocène, - 65 Ma), ont injecté une grande quantité de CO_2 d'origine magmatique dans l'atmosphère. De plus, une augmentation de l'activité hydrothermale, pourvoyeuse de calcium, a favorisé la précipitation de CaCO_3 , et par là même une libération de dioxyde de carbone dans l'atmosphère.

3.3.2 LES REFROIDISSEMENTS PROGRESSIFS DE L'ÉOCÈNE AU MIOCÈNE

Le premier, et le plus sévère refroidissement cénozoïque, date de la fin de l'Éocène (vers - 34 Ma) ; il est responsable de la plus importante crise de la biosphère cénozoïque.

Pendant près de deux cents millions d'années la Terre a été dépourvue de toute surface englacée, et cette longue période chaude va s'interrompre : dans les sédiments océaniques qui bordent l'Antarctique, des *ice-rafted debris* (IRD)¹ sont identifiés à - 34 Ma. Ils témoignent de l'existence d'une calotte glaciaire sur la partie orientale (à l'est du méridien de Greenwich) du continent antarctique.

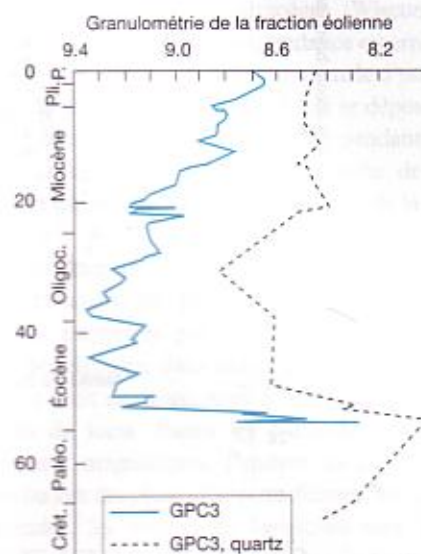


FIGURE 8.26. LA GRANULOMÉTRIE DE LA FRACTION ÉOLIENNE DES SÉDIMENTS D'UNE CAROTTE DE L'Océan PACIFIQUE NORD.

GPC3 = granulométrie totale ; GPC3, quartz = granulométrie des grains de quartz ; au début de l'Éocène, vers - 55 Ma, la taille moyenne (ϕ_{50}) diminue abruptement.

En moins de cent mille ans la température des eaux profondes baisse de 5 °C, alors que les eaux de surface ne se refroidissent que d'1 °C environ (voir fig. 8.22, p. 315). De la glace de mer se forme autour de l'Antarctique, donnant naissance à des eaux froides profondes et à une stratification thermique des masses d'eau océaniques. À cette époque, la séparation de l'Australie et de l'Antarctique était suffisante pour permettre au courant circum-Antarctique de s'établir, et d'isoler ainsi ce continent des courants océaniques chauds de basses latitudes (voir fig. 8.21, p. 315). Cet événement majeur est à l'origine des glaciations quaternaires.

À l'Oligocène, l'océan présente des caractéristiques particulières. La sédimentation carbonatée biogène y est faible, ainsi que la diversité des espèces. De temps à autre, des efflorescences monospécifiques (« blooms » des auteurs anglo-saxons) de coccolithes (du genre *Braarudosphaera* en particulier) témoignent de la faible productivité primaire des eaux de surfaces. C'est le faible gradient thermique vertical de la colonne d'eau, synonyme de convection modérée qui, en étant parfois rompu par une inversion thermique des masses d'eaux, permettait à des espèces

¹ blocs de roches transportés par des radeaux de glace.

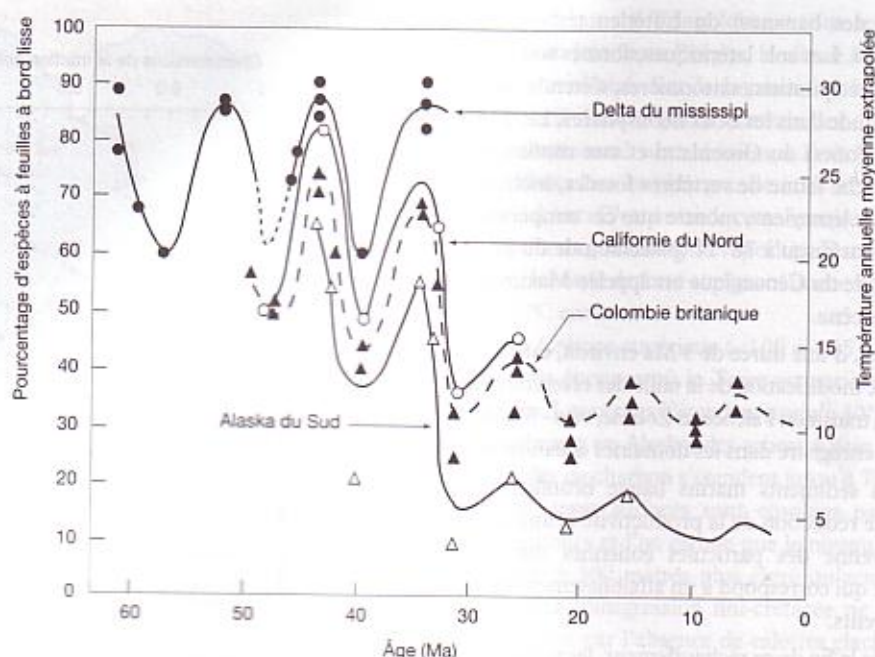


FIGURE 8.27. L'ESTIMATION DES TEMPÉRATURES SUR LE CONTINENT NORD-AMÉRICAIN À PARTIR DE LA FRÉQUENCE DES ESPÈCES DE PLANTES À FEUILLES À BORDS LISSES (INDICATRICES DE CLIMAT CHAUD).

opportunistes de se multiplier dans des eaux de surface momentanément enrichies en nitrates et en phosphates.

Sur les continents, le même refroidissement est enregistré, autant dans le règne animal que végétal (fig. 8.27).

À la limite Oligocène-Miocène, entre - 28 et - 26 Ma, un léger réchauffement modifie radicalement les températures de surface suivant la latitude : aux basses latitudes les températures des eaux de surface augmentent de 4 à 5 °C, tandis qu'aux hautes latitudes le refroidissement se poursuit. On assiste à une intensification du gradient des températures de surface de l'océan entre l'équateur et les pôles.

Au Miocène moyen (- 15 à - 10 Ma), un nouveau refroidissement apparaît. La température des eaux de fond baisse de 4 à 5 °C, la partie occidentale de l'Antarctique (à l'ouest du méridien de Greenwich) s'englace et les premières glaciations de montagnes apparaissent dans l'hémisphère nord. Cet événement est une réponse à deux phénomènes, l'un tectonique, l'autre géochimique.

Le premier concerne l'ouverture définitive du passage de Drake (entre la Terre de Feu et l'Antarctique). À partir de ce moment les eaux de l'océan Austral, confinées sous de hautes latitudes, ne recevront plus d'énergie tropicale et conserveront des températures très basses à cause de la proximité de la calotte glaciaire permanente.

Le second concerne l'anomalie de $\delta^{13}\text{C}$, dite « excursion de Monterey », car elle a été identifiée pour la première fois dans des sédiments marins de la localité californienne du même nom. Cette anomalie traduit une forte baisse de la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique qui entrainera, quelques dizaines de milliers d'années plus tard, une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$. L'intensification des régimes de downwelling, en pompant le CO_2 atmosphérique et en le transportant vers les profondeurs océaniques, est probablement le moteur essentiel de cette modification climatique.

Toutes les variations climatiques décrites ci-dessus concernent essentiellement l'hémisphère austral, et n'affectent que faiblement l'hémisphère boréal. Le pôle nord est dépourvu de glaces et les associations végétales d'Europe sont celles que l'on retrouve aujourd'hui à des latitudes bien plus basses : le climat y est chaud et humide.

Le refroidissement cénozoïque de la planète est donc asymétrique : tandis que l'hémisphère austral se refroidit, l'hémisphère boréal conserve des températures bien plus clémentes.

La mise en glace du pôle Nord ne débutera que vers - 6,2 Ma : c'est l'âge des plus anciens IRD (*ice-rafted debris*) identifiés dans l'océan Pacifique nord.

3.3.3 LES GLACIATIONS PLIO-QUATÉNAIRES

Ce n'est que vers la fin du XIX^e siècle que l'on s'aperçut de la multiplicité des glaciations plio-quaternaires. Albrecht Penck, un géographe allemand, mit en évidence une succession de quatre terrasses de graviers, plus ou moins consolidés, dans les basses vallées du piémont nord alpin. Logiquement, il supposa que la formation de ces terrasses était due aux fluctuations du niveau de la mer.

En effet, lorsqu'une glaciation s'installe, une quantité importante d'eau de mer est transférée du domaine océanique sur les calottes polaires, et le niveau marin baisse. Le niveau de base des fleuves et des rivières s'abaisse, ce qui entraîne une reprise d'érosion qui entaille les vallées et dégage les terrasses. Lors de la déglaciation, le niveau de base remonte et les fleuves et les rivières alluvionnent : ces dépôts forment alors une nouvelle terrasse.

Quatre âges glaciaires, définis par quatre terrasses, furent nommés, du plus ancien au plus récent, le Günz, le Mindel, le Riss et le Würm qui sont les noms de quatre affluents en rive gauche du Danube. Plus tard, deux autres âges glaciaires plus anciens leur ont été rajoutés, le Donau et le Biber dont les noms sont ceux du Danube et d'un affluent, en rive droite, de ce dernier.

Sur le continent nord-américain, le va-et-vient de l'immense calotte des Laurentides a déposé quatre moraines, qui soulignent quatre âges glaciaires. Ils ont été appelés le Nebraskan, le Kansan, l'Illinoian et le Wisconsinan d'après le nom des États où se trouvaient les moraines les plus caractéristiques.

On a longtemps fait coïncider, deux à deux, les âges glaciaires nord-américains et européens (Wisconsinan et Würm par exemple). Cette correspondance est erronée, car une moraine représente l'extension maximale d'une calotte glaciaire, tandis qu'une terrasse fluviale se dépose lors de la remontée du niveau marin, c'est-à-dire pendant la phase de déglaciation. Un décalage d'une dizaine de milliers d'années sépare la datation nord-américaine de la datation européenne.

Conjointement à la formation des moraines et des terrasses fluviales, les particules les plus fines de ces dépôts sont emportées par le vent et déposées dans le domaine périglaciaire, dans des régions plus basses, plus abritées, où croît une végétation de steppe froide : ce sont les dépôts de loess. Parmi les particules transportées, certaines sont magnétiques. Pendant les périodes interglaciaires ou lors des phases de réchauffement intraglaciales plus humides, les formations loessiques sont lessivées, altérées, décalcifiées et donnent naissance à des lehms : les particules magnétiques se concentrent, et la susceptibilité magnétique de la roche augmente (fig. 8.28).

C'est vers - 2,7 Ma que l'on observe les premières avancées glaciaires importantes. Les glaces recouvrent le Nord de l'Europe et les analyses polliniques nous indiquent l'existence d'une toundra ou d'une steppe subarctique aux Pays-Bas. Dans le Sud de la France la forêt disparaît et la présence de faunes froides souligne la rigueur du climat.

À partir de cette date, et jusqu'à nos jours, le climat de la Terre va osciller entre deux états extrêmes : le stade

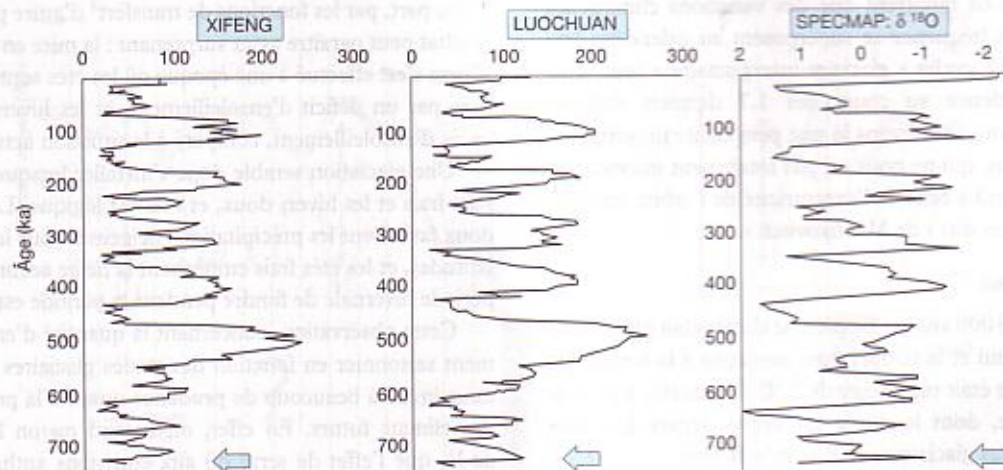


FIGURE 8.28. LA COMPARAISON D'INDICATEURS CLIMATIQUES CONTINENTAUX ET MARINS. Les variations de la susceptibilité magnétique de deux séries loessiques de Chine (Xifeng et Lochuan) sont analogues à celles du $\delta^{18}\text{O}$ de la courbe SPECMAP.

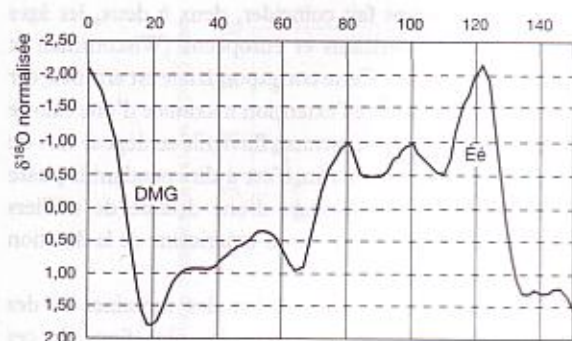


FIGURE 8.29. LA COURBE SPECMAP : DETAILS ENTRE 0 ET 150 000 BP. (Cf. p. 304). DMG = dernier maximum glaciaire, Ee = Éémien.

glaciaire et le stade interglaciaire. Ce dernier est caractérisé par un climat semblable à l'actuel, tandis que le stade glaciaire voit le développement de gigantesques calottes de glace sur l'Europe septentrionale et l'Amérique du Nord, et l'extension des glaces de mer autour de l'Antarctique.

Ces variations climatiques sont cependant plus complexes que ne le laisse supposer le calendrier des quatre âges glaciaires :

- - 1,6 à - 1,3 Ma BP pour le Günz,
- - 0,9 à - 0,7 Ma BP pour le Mindel,
- - 0,55 à - 0,4 Ma BP pour le Riss,
- - 0,1 à - 0,01 Ma BP pour le Würm.

L'étude des isotopes de l'oxygène dans le domaine marin (voir fig. 8.6, p. 304), et celle de la susceptibilité magnétique des loess dans les séries continentales (voir fig. 8.28), nous montrent que des variations climatiques à plus haute fréquence se superposent au calendrier traditionnel : 17 cycles « glaciaire-interglaciaire » sont ainsi mis en évidence au cours des 1,7 derniers millions d'années. Nous retrouvons là une périodicité moyenne de cent mille ans, qui ne nous est pas totalement inconnue et qui correspond à celle de l'excentricité de l'orbite terrestre dans les cycles dits « de Milankovitch ».

3.3.4 LE WÜRM

Il y a 130 000 ans, à l'Éémien, le climat était plus chaud qu'aujourd'hui et la température moyenne à la surface de notre planète était supérieure de 2 °C à l'actuelle. Ce stade interglaciaire, dont la durée est brève, sépare les deux derniers stades glaciaires : le Riss et le Würm.

L'observation de la partie la plus récente de la courbe SPECMAP de la figure 8.28 (0 à 150 000 BP), celle qui correspond au dernier stade glaciaire et aux stades inter-

glaciaires qui lui sont associés, nous montre la variation de la quantité de glace stockée aux pôles. Les remarques suivantes peuvent être faites :

- Au delà de la périodicité de 100 000 ans, citée précédemment et qui sépare les deux interglaciaires (fin de l'Éémien vers 115 000 BP et début de l'Holocène vers 10 000 BP), on peut mettre en évidence une périodicité de 20 000 ans qui est probablement rattachée à la précession des équinoxes.
- L'Éémien est un stade interglaciaire dont la durée n'excède pas 15 000 ans environ.
- La mise en glace se fait par étapes successives, une légère fonte des calottes glaciaires étant suivie par un refroidissement plus important que le précédent.
- Le stade maximum de la glaciation würmienne (ou Dernier Maximum Glaciaire = DMG) précède de peu la déglaciation holocène.
- Enfin au niveau du tempo, si les variations astronomiques des paramètres de Milankovitch suivent une loi sinusoïdale, les variations climatiques relèvent quant à elles plutôt du signal carré : les mises en glace et surtout les déglaciations s'effectuent, au plus, en une dizaine de milliers d'années.

La figure 8.30 illustre les rythmes et les modalités de la mise en glace würmienne dans l'hémisphère boréal.

Vers 100 000 BP, le début de l'englacement est extrêmement rapide et s'effectue en moins de 8 000 ans. Le niveau de la mer baisse de près de 80 mètres, soit à une vitesse d'environ 1 cm.a⁻¹. Quelles ont été les conditions d'ensoleillement à cette époque ? Elles ont pu être reconstituées par le calcul (application des paramètres orbitaux) d'une part, par les fonctions de transfert¹ d'autre part, et le résultat peut paraître assez surprenant : la mise en glace du Würm s'est effectué à une époque où les étés sont caractérisés par un déficit d'ensoleillement, et les hivers par un excès d'ensoleillement, comparé à la situation actuelle.

Une glaciation semble donc s'installer lorsque les étés sont frais et les hivers doux, et cela est logique. Les hivers doux favorisent les précipitations neigeuses sous les hautes latitudes, et les étés frais empêchent la neige accumulée en période hivernale de fondre pendant la période estivale.

Cette observation, concernant la quantité d'ensoleillement saisonnier en fonction des stades glaciaires ou non, nous invite à beaucoup de prudence quant à la prédiction des climats futurs. En effet, on entend ou on lit, de-ci de-là, que l'effet de serre dû aux émissions anthropiques entraîne une fonte des glaces polaires, et que l'élévation du niveau de la mer nous empêchera alors de prendre nos vacances aux Seychelles ! (point culminant à 1,80 mètre

¹ transfert des paramètres de l'environnement actuel à des conditions passées, en fonction de l'abondance des espèces.

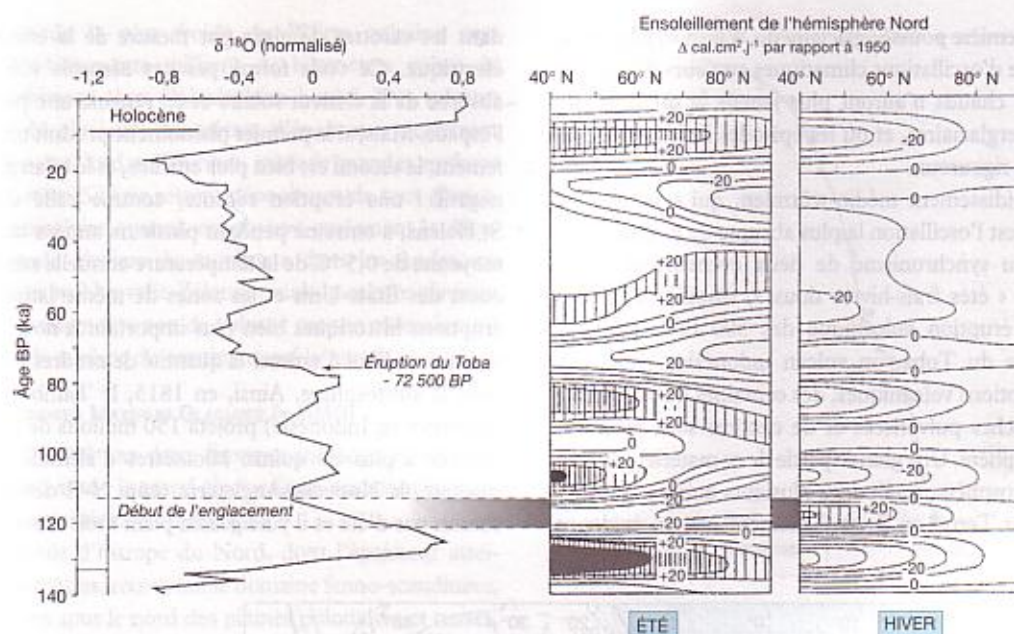


FIGURE 8.30. LA MISE EN GLACE WÜRMIENNE ET LES CONDITIONS D'ENSOLEILLEMENT DE L'HÉMISPHERE NORD. Les conditions d'insolation sont exprimées en écarts par rapport à celles qui prévalaient en 1950.

d'altitude). Or, statistiquement, les dernières décennies sont caractérisées par des hivers plutôt doux (au grand désespoir des géants de station de ski), et les étés plutôt « pourris » (au grand désespoir des plagistes) : nous voilà donc dans une situation analogue à celle de la fin de l'Éémien, et peut-être courrons nous droit vers une nouvelle glaciation. Pour les plus sceptiques de nos lecteurs, nous

pouvons signaler que l'Éémien a duré environ 15 000 ans, soit à peine plus que l'interglaciaire actuel. Quoi qu'il en soit, retenons simplement que les climats du futur sont actuellement difficilement prévisibles et que l'occurrence de la conjoncture « étés frais-hivers doux » souligne, plusieurs fois pendant le Würm, une phase de refroidissement (fig. 8.31).

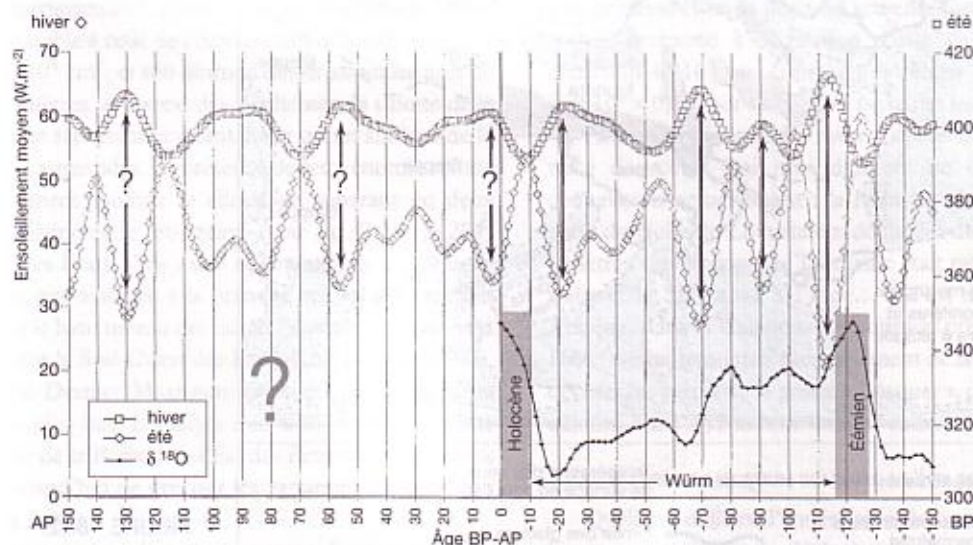


FIGURE 8.31. LES VARIATIONS DU CLIMAT EN FONCTION DES CONDITIONS D'ENSOLEILLEMENT ESTIVALE ET HIVERNALE À 65° N. Des hivers relativement doux et des étés relativement frais favorisent la mise en glace des calottes polaires ou l'accroissement d'une glaciation ; la partie gauche de la figure représente les variations d'insolation des prochaines 150 000 années (voir exercice n° 3, p. 329).

Cette première poussée glaciaire du Würm va être suivie par une série d'oscillations climatiques au cours desquelles les épisodes chauds n'auront plus jamais la douceur des périodes interglaciaires, et où les épisodes froids seront de plus en plus rigoureux.

Le refroidissement médio-würmien, qui se situe vers 70 000 BP, est l'oscillation la plus abrupte de la glaciation. Il résulte du synchronisme de deux événements : une conjonction « étés frais-hivers doux », associée à la plus importante éruption volcanique des 500 000 dernières années, celle du Toba, un volcan indonésien. Lors des grandes éruptions volcaniques, des centaines de kilomètres cubes de roches pulvérisées et de cendres sont projetées dans l'atmosphère. Une grande partie de ce matériel parvient dans la stratosphère, y séjourne plusieurs années avant de retomber sur Terre, où il est facilement mis en évidence

dans les carottes de glace par mesure de la conductivité électrique. Ce voile formé par ces aérosols volcaniques absorbe de la chaleur solaire et en renvoie une partie vers l'espace. Mais, si le premier phénomène produit un échauffement, le second est bien plus efficace, et le bilan global est négatif : une éruption récente, comme celle du Mont St Helens, a entraîné pendant plusieurs années une baisse moyenne de 0,5 °C de la température annuelle sur le nord-ouest des États-Unis et les zones de même latitude. Des éruptions historiques bien plus importantes nous permettent aujourd'hui d'estimer la quantité de cendres propulsées dans la stratosphère. Ainsi, en 1815, le Tambora (île de Sumbawa en Indonésie) projeta 150 millions de tonnes de cendres à plus de quinze kilomètres d'altitude ; l'année suivante, la Nouvelle-Angleterre (côte N-E des USA) ne connut pas d'été et il y neigea en plein mois d'août.

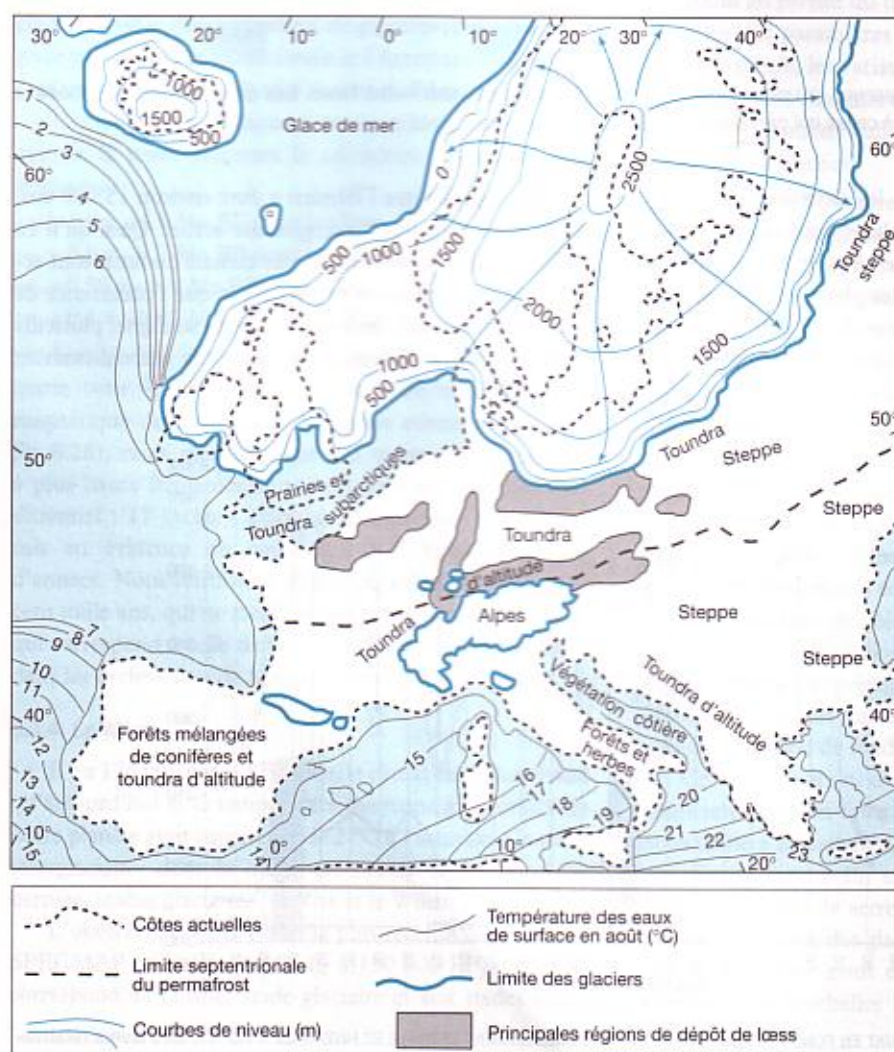


FIGURE 8.32. L'INLANDSIS FINNO-SCANDIEN LORS DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE.

La période la plus froide du Würm culmine vers 21 000 BP. Cinquante millions de kilomètres cubes de glace envahissent alors l'hémisphère boréal. Des calottes glaciaires de plusieurs kilomètres d'épaisseur recouvrent l'Amérique du Nord et l'Eurasie, mais de grandes surfaces en Alaska et en Sibérie restent dépourvues de tout glacier. Dans l'hémisphère austral, on observe seulement le développement de glaciers de montagne dans les Andes, en Tasmanie et en Nouvelle-Zélande, mais la calotte glaciaire antarctique augmente peu de volume car son extension est limitée par la surface du continent qui la porte.

3.3.5 LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE (= DMG)

Il y a 21 000 ans deux énormes inlandsis recouvrent l'hémisphère nord : le grand glacier finno-scandien et la calotte des Laurentides (voir fig. 8.31).

L'inlandsis d'Europe du Nord, dont l'épaisseur atteignait 2 500 mètres, recouvrait le domaine fenno-scandinave, débordait sur tout le nord des plaines polonaises et russes, la plus grande partie du Danemark, de l'Angleterre et de l'Irlande (fig. 8.32). Sur les marges de la calotte glaciaire, les eaux de fonte étaient piégées dans des dépressions topographiques et de nombreux lacs festonnaient l'inlandsis. Entre le front glaciaire et les massifs montagneux recouverts de glaciers, comme les Alpes, les Vosges et les Pyrénées, régnaient des conditions climatiques périglaciaires. Sur la bordure du front glaciaire (environ 200 à 300 kilomètres d'étendue), le couvert végétal était dominé par la toundra, tandis que plus au sud régnait la steppe.

La masse de glace qui a recouvert le nord de l'Amérique, à l'est des Rocheuses, a été nommée l'inlandsis des Laurentides. Au maximum de la glaciation würmienne, son étendue a été comparable à celle de l'Antarctique actuellement, soit plus de 12.10^6 km^2 , et son altitude devait atteindre près de quatre kilomètres. À l'ouest des Rocheuses, la calotte de la Cordillère ne représentait quant à elle qu'un sixième de la calotte des Laurentides. La présence de cette énorme calotte a profondément modifié le climat en séparant en deux branches distinctes le jet-stream (voir fig. 7.25, p. 271) au-dessus des États-Unis : une augmentation de l'activité dépressionnaire associée à la branche méridionale permet d'expliquer le haut niveau des lacs et l'extension du couvert forestier dans le Sud-Ouest des États-Unis lors du DMG.

Lors du Dernier Maximum Glaciaire le niveau de la mer est au plus bas. L'analyse des récifs fossiles, comme ceux de l'île de la Barbade à l'Est des Petites Antilles, nous permet aujourd'hui de préciser les variations de ce niveau marin (fig. 8.33).

Certaines espèces de coraux, comme *Acropora palmata*, ne se développent que dans la tranche d'eau superficielle de l'océan. À l'aide de forages dans les récifs on peut mesurer

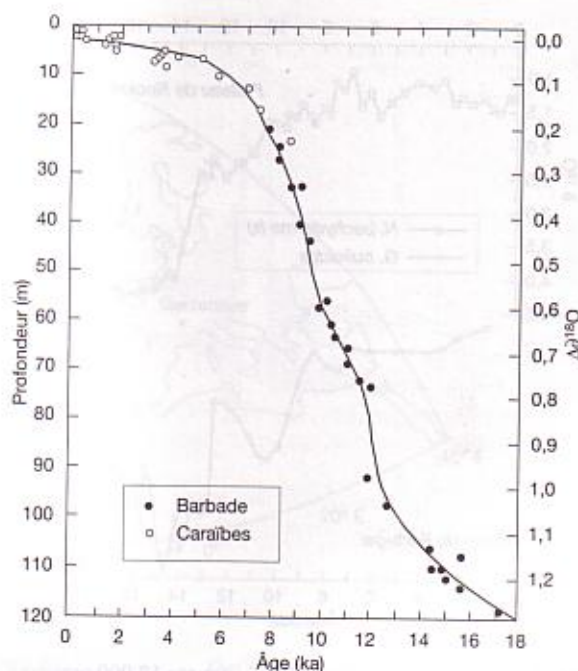


FIGURE 8.33. LA COURBE DE REMONTÉE DU NIVEAU MARIN À PARTIR DES DONNÉES DE LA BARBADE (PETITES ANTILLES) ET DES ÎLES DES CARAÏBES.

leur profondeur par rapport au niveau actuel, et les dater. D'autres estimations ont été faites en étudiant des mangroves fossiles, aujourd'hui submergées. Les résultats concordent : il y a 21 000 ans, le niveau de la mer était au moins 120 mètres au-dessous de sa position actuelle. Cette baisse maximale correspond à la fixation d'une quantité de glace d'environ 43.10^6 km^3 (surface des océans $\times$ 120 mètres = $360.10^6 \times 0,12$) sur les régions de haute latitude.

Avec des océans et des mers plus bas de 120 mètres, le tracé des côtes était très différent de celui que nous connaissons actuellement : la Manche n'existait plus, les côtes du Golfe du Lion étaient déplacées de près de 100 kilomètres vers le large, la Tasmanie était rattachée à l'Australie et le Sri Lanka à l'Inde... À l'est de la baie de la Triperie, dans la Calanque de Sormiou près de Cassis, un *Homo sapiens* remontait tranquillement de la plage pour aller décorer les parois de la grotte « Cosquer », dont l'entrée est aujourd'hui à - 47 mètres sous les eaux.

3.3.6 DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE À L'Holocène

Quelques milliers d'années après le maximum glaciaire, les premiers signes de déglaciation apparaissent et c'est dans le domaine océanique que nous en trouvons les témoins. Les isotopes de l'oxygène, mesurés sur des

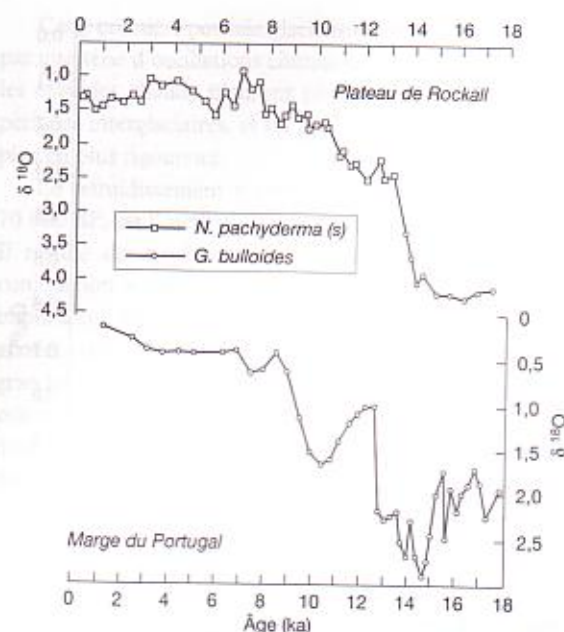


FIGURE 8.34. LES VARIATIONS DU $\delta^{18}\text{O}$ LORS DES 18 000 DERNIÈRES ANNÉES À L'OUEST DE L'IRLANDE (PLATEAU DE ROCKALL) ET SUR LA MARGE DU PORTUGAL.

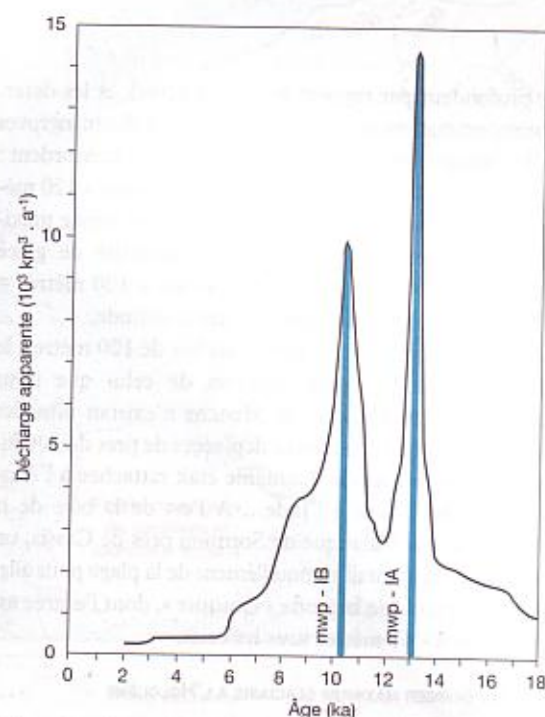


FIGURE 8.35. LES DÉCHARGES D'EAU DE FONTE DES CALOTTES GLACIAIRES, CALCULÉES À PARTIR DE LA COURBE DE REMONTÉE DU NIVEAU MARIN. (Voir fig. 8.32) ; mwp = melt water pulse.

foraminifères benthiques et planctoniques, montrent que le front polaire a dû se retirer à une vitesse de plus de 2 km par an dans l'océan Atlantique nord. Au large de la péninsule ibérique les eaux de surface se réchauffèrent de 10 °C en de 400 ans (fig. 8.34). Les calottes glaciaires devinrent instables car la mer envahit les zones où elles étaient bien ancrées. Les glaciers rejettent alors des quantités croissantes d'icebergs qui vont fondre plus au Sud, de sorte qu'en trois mille ans ce vélage intense aura fait disparaître la moitié des glaces continentales.

La déglaciation marque alors une pause et la hausse du niveau marin est freinée. Dans l'océan Atlantique Nord le front polaire, qui avait migré au-delà d'une ligne allant de l'Islande à Terre Neuve, se déplace vers le sud pour occuper une position proche de celle du dernier maximum glaciaire vers 11 000 BP. Ce refroidissement momentané dans la phase de déglaciation est connue sous le nom de Dryas¹ 3 ou Dryas récent. Puis le réchauffement reprendra, pour s'achever vers 7 000 BP. De nombreuses observations convergentes permettent de comprendre le rythme et la modalité de cette épisode froid.

L'analyse de la courbe de remontée du niveau marin caractérise la vitesse de fusion des calottes glaciaires (voir fig. 8.33). La dérivée de cette courbe paléobathymétrique, qui couvre les 18 000 dernières années, permet de calculer la quantité apparente d'eau de fonte des calottes qui a été réinjectée dans le réservoir océanique (fig. 8.35). À deux époques, vers 13 000 BP et 10 500 BP, le transfert « calotte-océan » s'est brusquement accéléré, passant de quelques milliers de kilomètres cubes par an à une dizaine de millions de kilomètres cubes par an. Ces brusques accélérations de la fonte des calottes glaciaires sont appelées des « décharges d'eau de fonte » (melt water pulse pour les anglo-saxons). Alors que la vitesse moyenne de remontée du niveau de la mer était de l'ordre du mètre par siècle, elle atteindra lors de ces deux événements, respectivement 3,7 et 2,5 mètres par siècles.

Une synthèse de diverses observations, aussi bien marines que continentales, permet de préciser le contexte du refroidissement du Dryas récent (fig. 8.36).

— Le $\delta^{18}\text{O}$ d'une carotte de glace groenlandaise (Dye 3), ainsi que celui des sédiments d'un lac suisse (Gerzensee), marquent vers 12 000 BP un net refroidissement du climat, aussi bien sous les moyennes que sous les hautes latitudes. La durée de cet épisode est d'environ 800 ans.

¹ ce nom vient de *Dryas octopetala*, une petite rosacée des toundras périglaciaires.

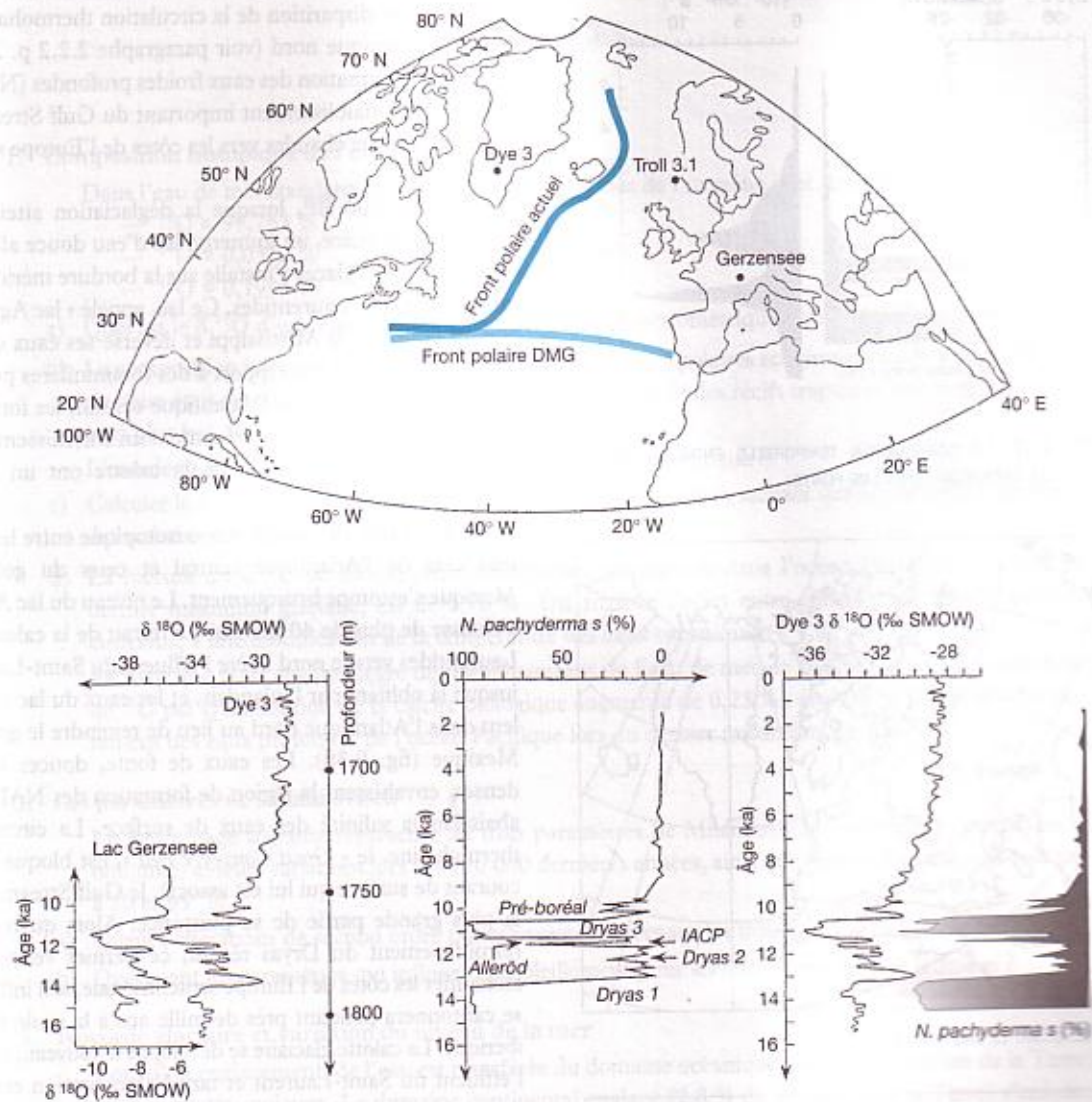


FIGURE 8.36. LA CORRÉLATION DÉGLACIATION ET L'ÉPISODE DE REFROIDISSEMENT DU DRYAS RÉCENT.

— Dans une carotte de sédiments océaniques, prélevée près des côtes de Norvège (Troll 3.1), l'abondance de *Neogloboquadrina pachyderma* à enroulement senestre témoigne du même refroidissement. *N. pachyderma* est un foraminifère à test trochospiralé dont l'enroulement, dextre ou senestre, est étroitement dépendant de la température des eaux de surface : lorsque les eaux sont chaudes, l'enroulement du test de *N. pachyderma* est dextre, lorsqu'elles sont froides il est senestre.

L'ensemble de ces observations confirme donc, que lors de la dernière déglaciation un refroidissement brutal du climat s'est installé en moins de quarante ans sur l'océan Atlantique nord et le nord-est de l'Europe. Lors du Dryas récent, qui a duré environ 800 ans, les conditions climatiques sont redevenues celles du Dernier Maximum Glaciaire. Cet événement survient peu après la première décharge des eaux de fontes (fig. 8.36).

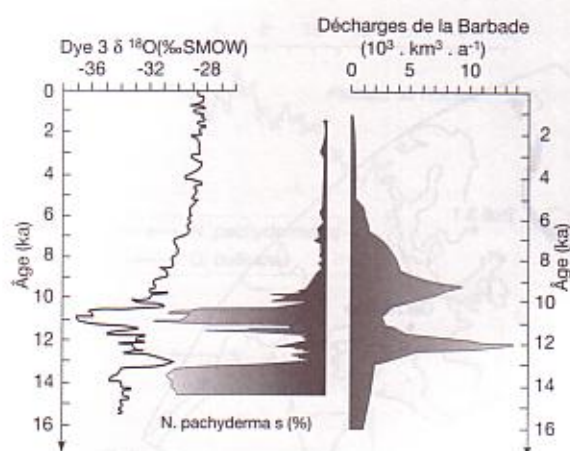


FIGURE 8.37. LA CORRÉLATION TEMPORELLE ENTRE LE DRYAS RÉCENT ET LES DÉCHARGES D'EAU DE FONTE.

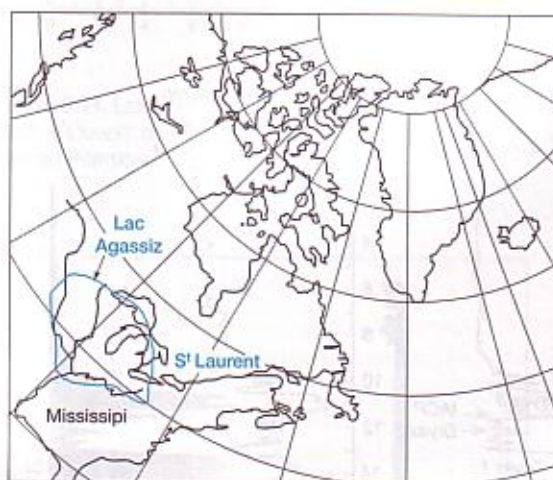


FIGURE 8.38. LE LAC AGASSIZ.

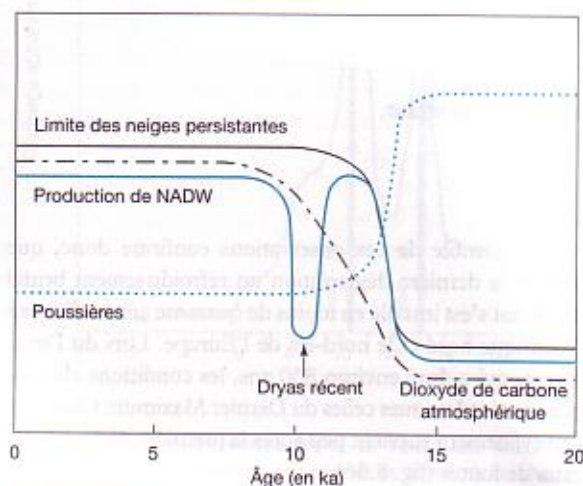


FIGURE 8.39. SCHEMA RÉCAPITULATIF DE LA DERNIÈRE DÉGLACIATION.

Les analyses isotopiques des foraminifères mettent en évidence une disparition de la circulation thermohaline de l'océan Atlantique nord (voir paragraphe 2.2.2 p. 280) et l'arrêt de la formation des eaux froides profondes (NADW) entraîne un affaiblissement important du Gulf Stream qui exporte ses eaux chaudes vers les côtes de l'Europe septentrionale.

Vers 14 000 BP, lorsque la déglaciation atteint son rythme de croisière, un immense lac d'eau douce alimenté par la fonte des glaces s'installe sur la bordure méridionale de la calotte des Laurentides. Ce lac, appelé « lac Agassiz », a pour émissaire le Mississippi et déverse ses eaux dans le golfe du Mexique. Par rapport à des foraminifères prélevés à la même latitude dans l'Atlantique central, les foraminifères du golfe du Mexique présentent un enrichissement en ^{18}O car les eaux de fonte de la calotte ont un $\delta^{18}\text{O}$ d'environ -40 ‰.

Vers 11 000 BP, la différence isotopique entre les foraminifères de l'Atlantique central et ceux du golfe du Mexique s'estompe brusquement. Le niveau du lac Agassiz s'abaisse de plus de 40 mètres. Le retrait de la calotte des Laurentides vers le nord libère l'effluent du Saint-Laurent, jusque là oblitéré par l'inlandsis, et les eaux du lac s'écoulent dans l'Atlantique nord au lieu de rejoindre le golfe du Mexique (fig. 8.38). Les eaux de fonte, douces et peu denses, envahissent la région de formation des NADW et abaissent la salinité des eaux de surface. La circulation thermohaline, le « Great Conveyor Belt », est bloquée et le courant de surface qui lui est associé, le Gulf Stream, perd la plus grande partie de sa puissance. Alors qu'avant le refroidissement du Dryas récent, ce dernier venait déjà réchauffer les côtes de l'Europe septentrionale, son influence se cantonnera pendant près de mille ans à la seule façade ibérique. La calotte glaciaire se développe à nouveau, bloque l'effluent du Saint-Laurent et tarit l'alimentation en eaux douces de l'Atlantique nord. La circulation thermohaline se remet en marche et le Gulf Stream reprend la vigueur que nous lui connaissons aujourd'hui. Après cet événement la déglaciation se poursuivra, sans modifier la circulation thermohaline, jusqu'à l'interglaciaire actuel, l'Holocène (fig. 8.39).

Le Dryas récent est un bel exemple d'interactions entre la circulation océanique, l'évolution d'une calotte glaciaire, le relief du continent et le climat d'une région. La rapidité du blocage de la circulation thermohaline et la lenteur de sa reprise sont considérées actuellement comme les meilleurs mécanismes explicatifs des modifications climatiques à haute fréquence.

EXERCICES

1. Composition isotopique de l'eau de mer

Dans l'eau de mer standard, les abondances isotopiques de l'oxygène sont les suivantes :

— $^{16}\text{O} = 99,763 \%$

— $^{17}\text{O} = 0,0372 \%$

— $^{18}\text{O} = 0,1995 \%$

- Quel est le $\delta^{18}\text{O}$ d'une eau pour laquelle une mesure spectrométrique donne $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 1,96 \cdot 10^{-3}$?
- La composition isotopique moyenne mesurée dans les glaces polaires accumulées au dernier maximum glaciaire était de -40 ‰ . D'autre part, on sait d'après l'étude des récifs tropicaux que le niveau marin était plus bas de 120 mètres à cette époque.
L'eau de mer était-elle enrichie ou appauvrie en ^{18}O à cette époque ?
- Calculer la composition isotopique de l'eau de mer à cette époque, sachant que la profondeur moyenne des océans est de 3 810 mètres.
- La mesure du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques, sédimentés dans l'océan Pacifique au cours du dernier maximum glaciaire, est de $1,76 \text{ ‰}$. On attribue l'écart entre cette valeur et celle calculée ci-dessus, à une modification de la température des eaux océaniques.

Sachant que pour chaque degré de refroidissement de l'eau de mer, le coefficient de fractionnement de ^{18}O par cristallisation de la calcite biologique augmente de $0,23 \text{ ‰}$, évaluer en degrés le refroidissement des eaux profondes de l'océan Pacifique lors du dernier maximum glaciaire.

2. Les paramètres de Milankovitch

La figure page suivante représente les trois paramètres de Milankovitch (excentricité, précession et obliquité) et leurs variations lors des 150 000 dernières années, ainsi que l'ensoleillement, aux solstices à 20 et 65° N .

- Quelles altérations de second ordre pouvez-vous observer sur les trois courbes de gauche ?
- Quels sont les paramètres qui influent l'ensoleillement pour les différentes dates et latitudes ?

3. Isostasie glaciaire et variation du niveau de la mer

Lors d'un englacement, de l'eau est transférée du domaine océanique (70 % de la surface de la Terre) sur les calottes polaires. Le domaine continental englacé (2,8 % de la surface de la Terre) s'enfonce alors, ce qui entraîne un fluage du manteau et un relèvement des fonds océaniques. (Voir figure page suivante).

Sachant que le densité de l'eau de mer est de 1,028, que celle de la glace est de 0,917, que celle de la croûte continentale est de 2,7, que celle de la croûte océanique est de 2,9, que celle du manteau est de 3,1 et que la surface de la Terre est de $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, calculez la variation réelle du niveau de la mer lorsqu'une épaisseur de 100 mètres d'eau océanique est transférée sur les calottes glaciaires :

- l'épaisseur moyenne x des calottes polaires,
- l'enfoncement moyen y du domaine continental englacé,
- le relèvement moyen z des fonds océaniques,
- la variation réelle R du niveau de la mer.

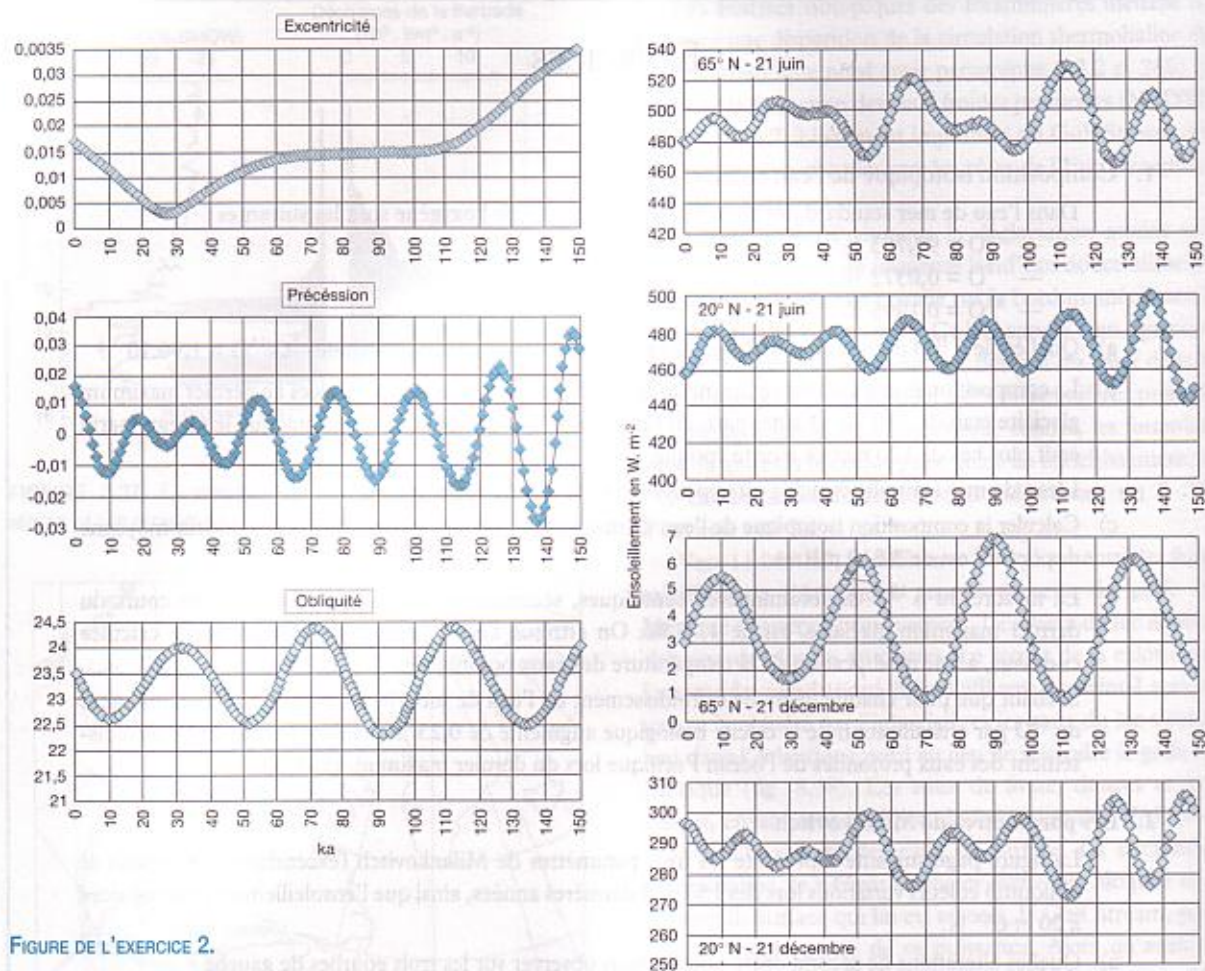


FIGURE DE L'EXERCICE 2.

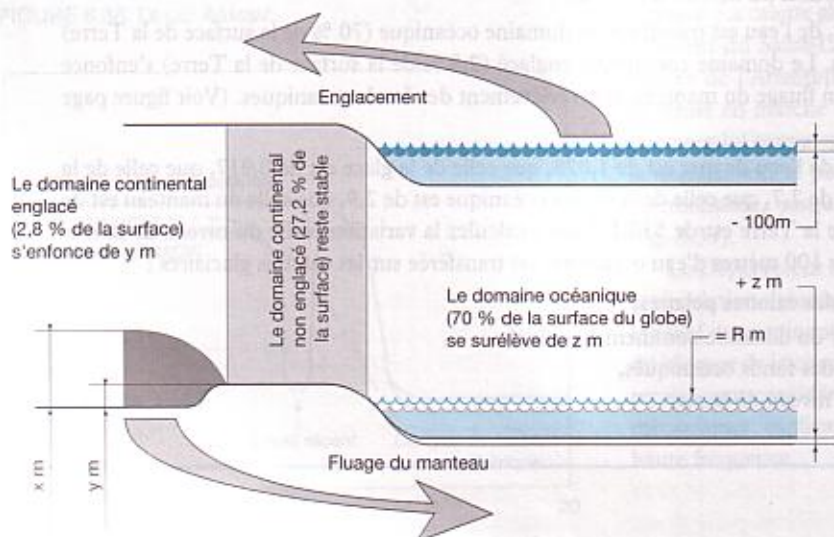


FIGURE DE L'EXERCICE 3.

9 Les climats du futur

À l'approche de l'an mil, une fièvre obsidionale envahit l'Europe médiévale : des signes précurseurs de l'Apocalypse, annoncée par la Bible, remplissaient le ciel. Mille ans plus tard nos médias nous annoncent une nouvelle catastrophe planétaire, et nos journaux ne nous parlent plus que de l'effet de serre, de la réduction de la couche d'ozone, de la pollution de l'air et de l'eau. À partir d'informations scientifiques souvent incomplètes et parfois mal comprises, on prêche avec emphase la destruction de notre planète.

Depuis deux décennies l'accumulation des connaissances, fruit de collaborations scientifiques internationales, permet de conceptualiser la Terre comme une entité dynamique, un gigantesque système interactif fait d'une multitude de mécanismes enchevêtrés. Le fait de voir ou de prévoir des dérèglements de cette machine complexe ne justifie pas le désarroi et devrait, au contraire, inciter les sociétés humaines à faire des choix à long terme qui soient fondés sur une réalité objective plutôt que sur une illusion anthropocentrique.

1. Les tendances actuelles du climat et ses implications

Le climat est défini comme la moyenne, sur une période assez longue, du temps qu'il fait chaque jour. À cause de la variabilité des différents paramètres mesurés (température de l'air, vitesse et direction du vent, nébulosité, pluies...) l'Organisation météorologique mondiale (OMM) a recommandé les trois décennies 1931-1960 comme « période normale ».

1.1 LES OBSERVATIONS

L'année 1995 a été la plus chaude que la Terre ait connue depuis que le réseau de mesures météorologiques mondiales a été mis en place, et la dernière décennie est celle des six années les plus chaudes du xx^e siècle.

1.1.1 LE RÉCHAUFFEMENT ANNUEL

Le réchauffement global de la Terre masque une grande variabilité régionale : certaines zones se réchauffent beaucoup, d'autres moins, tandis que d'autres encore se refroidissent. Alors que l'extension des glaciers ouest-européens ne cesse de régresser depuis la fin du siècle dernier, celle des glaciers nord-américains augmente depuis les années quarante. Actuellement le refroidissement affecte essentiellement l'océan Atlantique nord, le bassin oriental de l'océan Pacifique, la Méditerranée orientale et le Brésil, tandis qu'un réchauffement évident est enregistré dans tous les océans de l'hémisphère austral et sur les continents boréaux aux moyennes latitudes.

1.1.2 L'ÉLEVATION DU NIVEAU DE LA MER

Les enregistrements marégraphiques indiquent que le niveau de la mer s'est élevé de $1,6 \pm 0,4$ mm. a^{-1} depuis le début du siècle. Cette variation, loin d'être négligeable puisqu'elle correspond à 16 cm en un siècle, est suffisamment importante pour affecter certaines zones côtières : dans le delta du Mississippi 100 km² de marécages disparaissent ainsi chaque année. À l'échelle mondiale l'élévation du niveau marin a des implications énormes parce que 20 % de la population mondiale vit à moins de trois mètres d'altitude.

L'augmentation du niveau de la mer provient de l'action de deux phénomènes d'inégale amplitude :

- la dilatation des eaux de surface des océans qui se sont réchauffées d'environ 0,5 °C,
- la fonte des glaciers de moyennes latitudes et celle des calottes polaires.

Si le recul des glaciers alpins, comme la mer de Glace, est bien connu, on ne sait malheureusement pas si le volume des calottes polaires a changé depuis le début du siècle. La surveillance des calottes polaires devrait bénéficier dans les prochaines années des techniques satellitaires qui, pour l'instant, sont encore trop imprécises pour mesurer les variations volumiques des inlandsis.

1.1.3 LA POLLUTION DE L'ATMOSPHÈRE

Dans les grandes agglomérations urbaines ou près des zones industrielles, une surveillance régulière des polluants atmosphériques est effectuée. Le dioxyde de soufre SO_2 , l'oxyde de carbone CO , les oxydes d'azote NO_x , l'ozone O_3 , les hydrocarbures et quelques métaux comme le plomb ou le cadmium sont les principaux éléments chimiques pris en compte pour estimer le taux de pollution de l'atmosphère. Si les villes des pays développés sont en général assez bien surveillées, l'installation des points de mesure répond plus souvent à des considérations techniques (ou politiques) que scientifiques et aucune normalisation n'existe quant aux indices dits de pollution.

Au niveau européen, la directive 92/72/CEE du Conseil des Communautés économiques européennes, du 21 septembre 1992, fixe les seuils pour les concentrations en ozone de l'air¹. L'expression du volume étant ramenée aux conditions de température et de pression suivantes : 293 K et 101,3 kPa ; quatre seuils sont définis :

- 1 - seuil pour la protection de la santé : 55 ppbv en moyenne sur 8 heures,
- 2 - seuils pour la protection de la végétation : 100 ppbv en moyenne sur 1 heure et 32,5 ppbv en moyenne sur 24 heures,
- 3 - seuil pour l'information de la population : 90 ppbv en moyenne sur 1 heure,
- 4 - seuil d'alerte de la population : 180 ppbv en moyenne sur 1 heure.

1.2 LES PROSPECTIVES

Le réchauffement annuel et l'élévation du niveau de la mer sont étroitement liés à une modification des échanges thermiques dans le système « Terre – Océan – Atmosphère », et le dérèglement actuel est engendré par la pollution atmosphérique.

En 1650 la population de la Terre était de 0,5 milliard d'habitants et en 1800 de 0,9 milliard : il aura donc fallu 350 ans pour doubler la population de notre planète. Aujourd'hui la population humaine s'accroît au rythme d'un milliard d'unités en dix ans, et nous venons de franchir la barre des 6 milliards d'habitants. Cette croissance exponentielle de la population, entraîne une augmentation exponentielle des injections de gaz d'origine anthropique dans l'atmosphère. Comment le système « Terre – Océan – Atmosphère » est-il capable de s'adapter à ce déséquilibre ?

2. L'effet de serre : mécanismes et perturbations

Le flux d'énergie qui maintient à la surface de la Terre une température permettant l'existence de l'eau sous ses trois phases vient à 99,92 %, du Soleil. Notre planète dissipe 42.10^{12} W d'origine interne et reçoit 175.10^{15} W d'énergie solaire au sommet de l'atmosphère. Le flux d'énergie d'origine interne, 4 000 fois plus faible que le flux d'énergie d'origine externe, est donc négligeable dans le bilan énergétique externe.

Les mesures faites depuis les années 70, grâce aux satellites, donnent un flux solaire moyen de $1\,368 \text{ W.m}^{-2}$, que l'on appelle la constante solaire, et qui varie régulièrement de $\pm 3,2$ % autour de cette valeur en fonction de la distance de la Terre au Soleil. En divisant la valeur de la constante solaire par quatre (rapport de la surface $[4\pi R^2]$ de la Terre à sa section $[\pi R^2]$, fig. 7.2, p. 248), afin de tenir compte de l'augmentation de l'inclinaison des rayons solaires avec la latitude et le fait que la moitié du globe est dans la nuit, on obtient une moyenne de 342 W.m^{-2} disponibles pour chauffer la Terre.

2.1 LE BILAN RADIATIF

Les radiations solaires qui traversent l'atmosphère réagissent avec les gaz et les aérosols. Ces interactions sont la réflexion, la réfraction, la diffusion et l'absorption. Les radiations qui ne sont ni réfléchies ou diffusées vers l'espace, ni absorbées par les gaz et les aérosols, atteignent la surface de la Terre, où d'autres interactions se produisent (fig. 7.39, p. 284). Dans l'atmosphère, la somme des quantités d'énergie solaire absorbée (70 W.m^{-2}), réfléchie ou diffusée (102 W.m^{-2}), et transmise à la surface de la Terre (170 W.m^{-2}) est égale aux 342 W.m^{-2} incidents. Cette relation est simplement l'expression de la loi de la conservation de l'énergie. De la même façon à l'interface « atmosphère-espace », la somme des quantités d'énergie renvoyée par réflexion ou diffusion (102 W.m^{-2}), et émise (240 W.m^{-2}) doit être égale aux 342 W.m^{-2} incidents. En première approximation, le système climatique est en équilibre : la Terre ne se refroidit ni ne se réchauffe. On raisonnera dans ce qui suit sur des chiffres arrondis.

2.1.1 L'ALBÉDO DE LA TERRE

En moyenne, 30 % du flux incident solaire, soit 102 W.m^{-2} , sont réfléchis ou diffusés vers l'espace. Ce

¹ il faut noter que ce sont des actes dont la publication n'est pas une condition de leur applicabilité !

rapport de l'énergie réfléchie sur l'énergie incidente est appelé albédo (ici : 0,30) : il dépend à la fois de l'épaisseur de l'atmosphère, de la qualité de la couverture nuageuse et de la nature de la surface terrestre.

Les nuages, qui couvrent plus de 60 % de la planète, contribuent en moyenne aux deux tiers de l'albédo terrestre par phénomène de réflexion. Cette contribution varie selon l'épaisseur nuageuse, le nombre et la taille des gouttelettes d'eau ou des cristaux de glace et les impuretés éventuelles qu'ils contiennent.

L'atmosphère claire participe à l'intensité de l'albédo pour environ 20 %, par la diffusion Rayleigh des molécules (essentiellement l'azote et l'oxygène) et par la diffusion des aérosols (particules et gouttelettes en suspension). La diffusion Rayleigh intervient lorsque la taille des particules est inférieure à celle des longueurs d'onde de la lumière diffusée (cas des molécules) : elle est inversement proportionnelle à la puissance quatrième de la longueur d'onde de la lumière considérée, et cette diffusion est responsable de la couleur bleue du ciel et de la teinte rouge des soleils couchants. Lorsque les particules ont une taille égale ou supérieure aux longueurs d'onde de la lumière diffusée, la diffusion varie peu avec la longueur d'onde : toutes les longueurs d'onde sont diffusées de manière équivalente, et ceci explique la teinte blanche des nuages ou le ciel laiteux des brumes sèches d'Afrique.

Au niveau du sol, environ un dixième de la lumière est réfléchi vers l'espace par différentes surfaces au pouvoir réflecteur fort différent : de 5 % pour une mer calme avec le Soleil au zénith, à 85 % pour la neige fraîche.

2.1.2 L'ABSORPTION ATMOSPHÉRIQUE

Dans le domaine des ultraviolets, chaque photon transporte suffisamment d'énergie pour désorganiser les macromolécules complexes du vivant. Relativement peu nombreux, les plus énergétiques de ces photons ($\lambda < 242$ nm) sont absorbés dans la haute atmosphère, où ils dissocient les molécules de diazote et de dioxygène, chauffent la thermosphère et ionisent une faible fraction des molécules et des atomes pour former l'ionosphère (voir paragraphe 1.3.6, p. 262). Plus bas, à des altitudes de 20 à 50 kilomètres, la coexistence de molécules et d'atomes libres d'oxygène conduit à la formation d'ozone qui absorbe le rayonnement solaire ultraviolet proche ($\lambda \approx 310$ nm). Cette absorption de l'ultraviolet dans la haute et moyenne atmosphère, qui entretient des réactions chimiques en même temps qu'elle fournit de la chaleur, n'affecte que 3,5 % du flux d'énergie solaire (12 W.m^{-2}).

La basse atmosphère absorbe environ 20 % (70 W.m^{-2}) du flux d'énergie incident. Cette absorption est due principalement à la vapeur d'eau dans le proche infrarouge ($0,8 \mu\text{m} < \lambda < 3 \mu\text{m}$), et à l'ozone dans le visible et le proche ultraviolet.

2.1.3 LE BILAN AU SOL

Ainsi de manière globale, 170 W.m^{-2} de rayonnement solaire sont absorbés et transformés en chaleur à la surface de la Terre. Mais ce rayonnement solaire, caractérisé par de courtes longueurs d'ondes, est accompagné d'un autre rayonnement, de type infrarouge, qui est émis par les basses couches de l'atmosphère.

On trouve dans l'atmosphère de nombreux gaz polyatomiques tels que la vapeur d'eau et certains gaz d'origines diverses (naturelle ou anthropique) en très petites quantités (voir paragraphe 1.3.2 et 3, p. 256) : ce sont le dioxyde de carbone CO_2 , l'ozone O_3 , le méthane CH_4 , l'oxyde nitreux N_2O ou divers chlorofluorocarbures et chlorofluorocarbones CFC, qui ont la propriété d'absorber le rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre. L'atmosphère terrestre réchauffe la surface de la planète de manière analogue à la couverture qui intercepte le rayonnement thermique du dormeur, et qui en renvoyant une partie de ce rayonnement vers lui, le réchauffe.

Ce piégeage de l'énergie infrarouge dans les basses couches de l'atmosphère est considérable puisqu'il renvoie 320 W.m^{-2} additionnels, plus du double de l'énergie directe due à l'ensoleillement ! En moyenne, la Terre reçoit donc $320 + 170 = 490 \text{ W}$ d'énergie par mètre carré.

2.1.4 L'ÉNERGIE ÉMISE PAR LA TERRE

La surface de la Terre étant en équilibre thermique, elle doit rendre autant d'énergie qu'elle en reçoit. Une partie de l'énergie émise par la Terre est transportée de la surface vers l'atmosphère sous forme de radiations infrarouges, l'autre partie est émise sous forme de flux non radiatifs (chaleur latente et chaleur sensible).

La température moyenne à la surface de la Terre est de 15°C . D'après la loi de Stefan, la puissance émise par unité de surface par un corps noir¹ est proportionnelle à la puissance quatrième de sa température :

$$E = \sigma T^4$$

avec la constante de proportionnalité, dite de Stefan-Boltzmann, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$.

La Terre émet donc sous forme de rayonnement infrarouge une puissance par unité de surface $E = 5,67 \cdot 10^{-8} \times$

¹ un corps noir est un corps qui absorbe n'importe quel rayonnement et qui émet à toute longueur d'onde suivant la loi de Planck (cf. p. 14) et qui, de ce fait, est pris comme référence pour évaluer l'émission de n'importe quel autre corps.

$(273 + 15)^4$, soit 390 W.m^{-2} . Les 100 W.m^{-2} d'énergie restants (par rapport aux 490 W.m^{-2} reçus) sont évacués sous forme de flux non radiatifs.

- L'évaporation de l'eau, sur les océans et sur les continents, exporte 80 W.m^{-2} vers le système atmosphérique : 5.10^{17} kg d'eau sont ainsi vaporisés chaque année à la surface de notre planète, équivalent à un transfert d'énergie de $1,28.10^{24} \text{ J}$.
- 20 W.m^{-2} sont directement communiqués aux couches les plus basses de l'atmosphère par conduction et convection thermiques.

2.1.5 LE BILAN ÉNERGÉTIQUE DE L'ATMOSPHÈRE

Le bilan énergétique de l'atmosphère peut être résumé de la façon suivante. Le flux entrant est de 560 W.m^{-2} qui se répartissent en :

- 390 W.m^{-2} de rayonnement infrarouge en provenance de la surface de la Terre,
- 20 W.m^{-2} fournis par conduction thermique,
- 80 W.m^{-2} d'énergie transférée par évaporation de l'eau,
- 60 W.m^{-2} absorbés par différentes molécules de la troposphère,
- 10 W.m^{-2} absorbés par l'ozone stratosphérique.

Le flux de sortie se partage en :

- 320 W.m^{-2} de rayonnement infrarouge qui sont réémis vers la surface de la Terre,
- 240 W.m^{-2} de rayonnement infrarouge qui sont renvoyés vers l'espace.

Comme près de 85 % du rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre sont directement renvoyés vers le sol (320 sur 390 W.m^{-2}), seule une faible partie de cette énergie intervient dans le cycle énergétique de l'atmosphère. Des 70 W.m^{-2} faisant la différence dans ce bilan du rayonnement infrarouge, 20 sont directement évacués vers l'espace et 50 W.m^{-2} contribuent à l'énergie interne de l'atmosphère (fig. 7.40, p. 285).

2.1.6 L'EFFET DE SERRE : QUELQUES PRÉCISIONS

D'après la loi de Stefan, une émission vers l'espace de 240 W.m^{-2} signifie que la température moyenne de la Terre est de 255 K , soit -18°C . Or, la température moyenne de surface de notre planète atteint 15°C , correspondant à l'émission infrarouge de 390 W.m^{-2} . Cette différence de 33°C , entre la température moyenne de surface et la température moyenne de la planète, est l'expression de l'effet de serre, et souvent interprétée comme une mesure de cet effet. Cette idée est quelque peu inexacte.

Un état thermique dans lequel l'air est chaud dans les basses couches et froid dans les hautes couches de l'atmosphère est un état instable où se déclenchent des phénomènes de convection qui brassent les masses d'air et limitent le

contraste vertical de température : l'air froid descend et l'air chaud monte. La décroissance de la température de l'air dans la troposphère ($6,5^\circ\text{C}$ par kilomètre en moyenne) résulte donc, non pas simplement de l'effet de serre, mais d'un équilibre entre l'effet de serre et la convection. Si son action n'était pas régulée par la convection, l'effet de serre induirait un réchauffement beaucoup plus important des basses couches de l'atmosphère, dont la température atteindrait environ 60°C .

L'essentiel de l'humidité étant concentrée dans les basses couches de l'atmosphère, l'effet de serre perd de son importance à mesure que l'on s'élève dans l'atmosphère raréfiée. Au-delà de 10 à 15 kilomètres, le mécanisme majeur du bilan du rayonnement devient l'absorption du rayonnement solaire ultraviolet par l'ozone, qui fait alors croître la température avec l'altitude. La région de transition où la température cesse de décroître, la tropopause, sépare la troposphère dont la structure thermique est gouvernée depuis le bas (absorption du rayonnement solaire à la surface, effet de serre et convection) de la stratosphère sus-jacente. Le climat terrestre met donc en jeu des mécanismes principalement troposphériques.

2.2 LE RÔLE DE L'EAU DANS LE BILAN DU RAYONNEMENT

De tous les gaz à effet de serre (voir paragraphe 2.3.1, p. 283), la vapeur d'eau est la plus importante, car c'est celle dont la concentration dans l'air est de loin la plus forte. À l'encontre de la variation actuelle de la teneur en dioxyde de carbone ou en méthane de l'atmosphère, celle de la vapeur d'eau ne dépend pas directement des activités humaines.

2.2.1 L'ABSORPTION

Si l'on supprimait subitement toute la vapeur d'eau atmosphérique, le flux infrarouge s'échappant vers l'espace augmenterait d'environ 100 W.m^{-2} , alors qu'il n'augmenterait que de 50 W.m^{-2} si l'on supprimait tout le dioxyde de carbone. En injectant de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, le cycle de l'eau joue un rôle fondamental dans l'équilibre thermique de la planète.

2.2.2 LES NUAGES

Le rôle d'équilibrage thermique de la vapeur d'eau est accentué par la formation des nuages qui sont de puissants réflecteurs de l'énergie solaire ; ils contribuent dans l'ensemble (cirrus exceptés) à refroidir la planète en limitant l'ensoleillement à la surface. Par ailleurs, les nuages absorbent le rayonnement infrarouge et participent de façon non négligeable à l'effet de serre global. Comme une couverture protège du froid, un ciel couvert empêche la Terre de rayonner et maintient des températures douces pendant la nuit.

Si l'on supprimait brutalement tous les nuages, on augmenterait le flux solaire incident de 47 W.m^{-2} , mais on accentuerait en même temps la déperdition infrarouge vers l'espace de 31 W.m^{-2} : l'effet albédo l'emporte sur l'effet de serre. La présence de nuages dans l'atmosphère terrestre se traduit par un déficit radiatif de 16 W.m^{-2} , refroidissant globalement la planète.

Par ailleurs, les propriétés radiatives des nuages diffèrent fortement suivant leur type. Les nuages bas de type stratus sont très chargés en eau et réfléchissent fortement le rayonnement incident. De plus, comme leur altitude est faible, ils sont relativement chauds et émettent fortement dans l'infrarouge. Ces deux effets combinés font des nuages les refroidisseurs les plus puissants.

Les nuages hauts de type cirrus, à l'opposé, sont peu denses et relativement transparents aux rayons solaires. De plus, comme leur altitude est élevée, ils émettent assez faiblement dans l'infrarouge et contribuent ainsi à réchauffer la planète.

2.2.3 LES VARIATIONS LOCALES DES ÉNERGIES ABSORBÉES ET RAYONNÉES

Si l'on analyse le système climatique dans le détail, on note qu'il n'absorbe pas uniformément l'énergie solaire. La distribution géographique et saisonnière du flux solaire absorbé a été mesurée vers la fin des années 80 par la mission spatiale américaine *Earth Radiation Budget Experimentation* (ERBE).

L'absorption est minimale aux pôles, en raison de la forte obliquité des rayons solaires et du fort albédo (présence de neige), et maximale sur les océans subtropicaux, où la nébulosité et l'albédo de la surface sont assez faibles. Les maxima de nébulosité dans les zones tropicales sont observés au-dessus des continents. Ils suivent la migration saisonnière apparente du Soleil dans ses déplacements nord-sud, et leur passage correspond à la saison des pluies : ces régions où la nébulosité est maximale sont des régions de fort albédo où l'absorption d'énergie solaire est minimale. Les déserts subtropicaux font partie des régions d'absorption minimale car leur surface reflète environ deux tiers de l'énergie solaire incidente.

L'expérience ERBE a aussi mesuré le rayonnement infrarouge terrestre vers l'espace. La déperdition est maximale au-dessus des déserts et des océans subtropicaux où l'air est sec et sans nuages : l'effet de serre y est faible et le rayonnement infrarouge traverse facilement l'atmosphère. Au contraire, la couverture nuageuse de la zone de convergence intertropicale limite l'énergie rayonnée (ZCIT p. 268).

Le bilan net d'énergie de la Terre s'obtient en retranchant du flux solaire absorbé le flux émis vers l'espace dans l'infrarouge. Les caractéristiques principales de ce bilan sont le déficit des régions polaires et, surtout, l'important déficit de l'hémisphère d'hiver, qui s'étend presque jusqu'à l'équateur. La région excédentaire occupe en moyenne la bande tropicale, mais atteint les régions subpolaires pendant l'été. Un élément particulièrement frappant du bilan est le fait que les déserts du Sahara et de l'Arabie sont, en moyenne annuelle, déficitaires; ce déficit moyen résulte de la combinaison des effets d'un albédo élevé et d'une atmosphère sèche.

2.2.4 LES GLACES DE MER

Les océans polaires sont partiellement recouverts d'une couche de glace d'environ deux à trois mètres d'épaisseur qui agit sur les échanges d'énergie à la surface de l'océan.

La glace de mer, en général recouverte de neige, réfléchit fortement l'énergie solaire et refroidit le système. Mais cette glace tend aussi à bloquer la perte de chaleur de l'océan par conduction thermique : protégeant l'océan des déperditions de chaleur, elle refroidit l'atmosphère, donc diminue son rayonnement thermique vers l'espace et limite les déperditions d'énergie du système climatique dans son ensemble.

Localement, des surfaces océaniques non recouvertes de glaces de mer, et appelées polynies, sont le siège d'une déperdition d'énergie (fig. 9.1, p. 336). Les polynies côtières, créées par les vents catabatiques qui repoussent vers le large la glace de mer nouvellement formée, sont le lieu d'échanges thermiques « océan-atmosphère » par émission de chaleur latente. Les polynies du large, sont quant à elles, caractérisées par une émission de chaleur sensible.

2.2.5 L'INFLUENCE DE LA VAPEUR D'EAU ET DES NUAGES

L'augmentation de la teneur atmosphérique d'un gaz à effet de serre, par exemple le dioxyde de carbone, entraînant un échauffement du climat, permettra à l'air d'absorber beaucoup plus de vapeur d'eau, suivant la loi de Clausius-Clapeyron¹. D'où un effet de serre additionnel qui réchauffera davantage : c'est une boucle de rétroaction positive. À l'heure actuelle, cette influence est délicate à modéliser, car l'effet de serre de la vapeur d'eau dépend étroitement de la distribution verticale de la nébulosité.

La réponse d'une couverture nuageuse à un échauffement pose des problèmes encore plus difficiles à résoudre. La propriété radiative des nuages dépend de la teneur en eau condensée, mais aussi du type de phase (eau liquide ou

¹ Cette loi relie la quantité maximale de vapeur d'eau que l'air peut absorber (humidité saturante) à sa température et à sa pression. L'humidité saturante croît de plus en plus vite quand la température s'élève (fig. 7.6, p. 251).

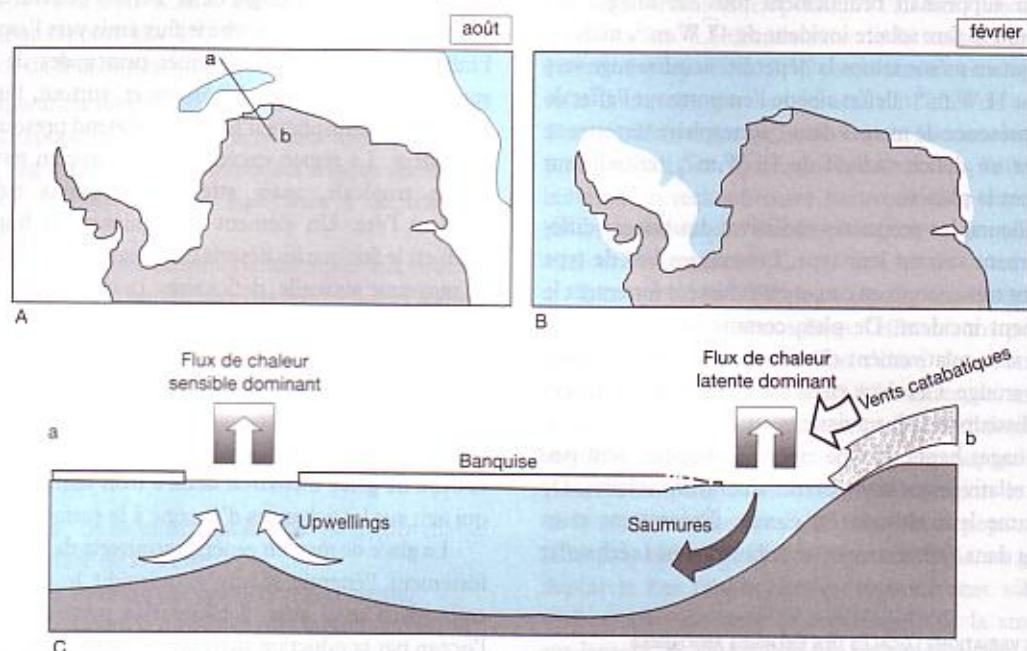


FIGURE 9.1. LES POLYNIES, LIEUX D'ÉCHANGE D'ÉNERGIE SOUS LES HAUTES LATITUDES. Les vents catabatiques, en repoussant la glace de mer en voie de formation, permettent au flux de chaleur latente de s'échapper des polynies côtières ; au large, un flux de chaleur sensible s'échappe des polynies créées par les upwellings.

glace), de la taille des gouttelettes ou de la forme des cristaux de glace. D'autre part, selon que la couverture nuageuse basse augmentera moins vite ou plus vite que la couverture nuageuse haute, on assistera soit à une amplification soit à une modération de l'échauffement. En fonction de la modélisation de la structure nuageuse, on obtient, pour un doublement du dioxyde de carbone atmosphérique, un échauffement moyen global variant entre 1,8 et 5,5 °C.

2.3 LE DIOXYDE DE CARBONE ATMOSPHÉRIQUE ET LE CYCLE DU CARBONE

Depuis plus de trois milliards d'années, la biosphère a colonisé les océans, et depuis plus de trois cents millions d'années, la végétation a envahi l'ensemble des continents, à l'exception des zones trop froides ou trop sèches. Par les processus de photosynthèse et de respiration, la biosphère a contribué à changer la composition de l'atmosphère, parvenant à un équilibre relatif avec de l'oxygène en abondance et peu de dioxyde de carbone. Depuis deux siècles environ, l'homme intervient de façon croissante sur l'équilibre végétation-atmosphère, en brûlant des forêts et des combustibles fossiles, et perturbe le cycle du carbone antérieur.

2.3.1 LE CYCLE NATUREL

Le cycle actuel du carbone dans le système Terre peut être évalué en analysant la taille de ses différents réservoirs et des flux d'échange entre ces derniers (fig. 9.2, p. 337). Les valeurs sont exprimées en gigatonnes de carbone ($Gt_C = 10^{12} \text{ kg}$).

L'atmosphère contient environ 770 Gt_C . Chaque année elle échange 90 Gt_C avec les océans et 105 Gt_C avec la biosphère continentale. Le temps de résidence moyen d'un atome de carbone dans l'atmosphère (taille du réservoir / flux d'échange) est donc de moins de quatre ans, ce qui est bref.

Dans le domaine océanique, on peut identifier deux grands réservoirs : celui des eaux de surface, limité à la zone photique et hébergeant les producteurs primaires, et celui des eaux intermédiaires et profondes. Le carbone s'y présente sous quatre formes dissoutes : en dioxyde de carbone CO_2 , en ions hydrogénocarbonates HCO_3^- , en ions carbonates CO_3^{2-} et en complexes organiques. Les eaux de surfaces contiennent environ 1 000 Gt_C qui se répartissent en 600 Gt_C dans les eaux chaudes intertropicales

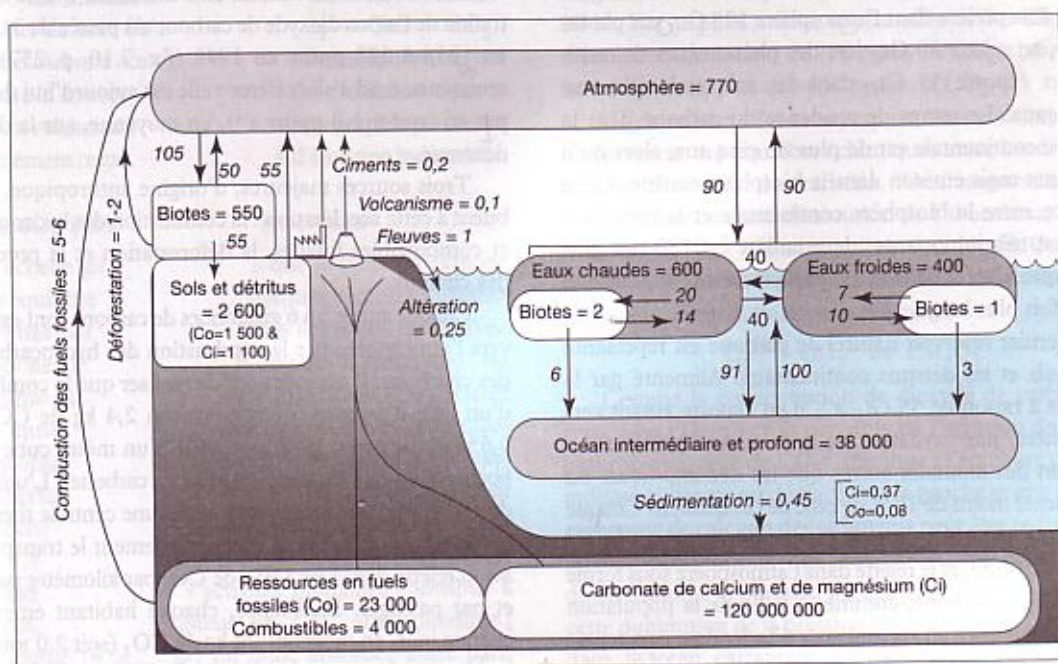


FIGURE 9.2. LE CYCLE DU CARBONE. La taille des réservoirs et les flux sont exprimés en gigatonne de carbone (Gt_C).

et 400 Gt_C dans les eaux froides de moyennes et hautes latitudes. Les courants de surface entretiennent un flux de 40 Gt_C entre ces deux réservoirs qui abritent chacun une biosphère marine. Dans les eaux chaudes la biosphère marine a une masse de 2 Gt_C, alors que dans les eaux froides elle n'est que de 1 Gt_C. Chacune de ces biosphères exporte chaque année le triple de sa masse vers les eaux intermédiaires et profondes, lors de la mort du plancton, sous forme de carbone organique (tissus cellulaires) et de carbone inorganique (tests). En une année la biomasse marine prélève dix fois sa masse de carbone dans les eaux de surface : il en résulte que le temps de résidence du carbone dans la biosphère marine est d'environ sept semaines. Le réservoir des eaux intermédiaires et profondes est près de quarante fois plus riche en carbone que les eaux de surface. Sa masse est 38 000 Gt_C, et étant donné que les flux d'échange sont équivalents à 100 Gt_C environ, le temps de résidence du carbone y est d'à peu près 380 ans. Deux flux, d'intensités différentes, le caractérisent : le réservoir des eaux intermédiaires et profondes est alimenté par les eaux de surface à raison de 100 Gt_C, partagées en 9 Gt_C de carbone biogénique et 91 Gt_C de dioxyde de carbone dissous transférés par les downwellings et la circulation thermohaline. Ce flux est

équilibré par un flux de retour, dont le moteur est l'ensemble des upwellings. Une faible partie du carbone des eaux intermédiaires et profondes, 0,45 Gt_C, est exportée, par sédimentation, vers le fond des océans. Mais ce piégeage sédimentaire, bien que pondéralement faible, fonctionne depuis plus de quatre milliards d'années et représente le stockage le plus important du carbone à la surface de la Terre.

Les roches sédimentaires sont, et de loin, le plus gigantesque réservoir de carbone : 1 200 000 Gt_C y sont stockées sous forme de carbonates de calcium et de magnésium (calcaires et dolomies), 23 000 Gt_C sous forme d'hydrocarbures fossiles (pétroles, bitumes, gaz...) et 4 000 sous forme de combustibles (charbons, lignites...). Le réservoir rocheux possède deux flux de sortie naturels : l'altération des roches, mises à l'affleurement lors des orogénèses (0,25 Gt_C.a⁻¹), et les émissions volcaniques (0,10 Gt_C.a⁻¹). On a longtemps considéré que le dioxyde de carbone émis par le volcanisme était d'origine juvénile ; il n'en est rien, car la masse de carbone émise annuellement par les volcans suffirait, en huit millénaires, à expliquer la teneur actuelle de l'atmosphère. La plus grande partie du CO₂ des émissions volcaniques provient du recyclage des sédiments carbonatés, métamorphisés dans les zones de subduction.

La biosphère continentale a une masse de 550 Gt_C de carbone. Elle prélève dans l'atmosphère 105 Gt_C par photosynthèse, en rejette 50 Gt_C lors des phénomènes de respiration, et exporte 55 Gt_C dans les sols et les détritus continentaux. Le temps de résidence du carbone dans la biosphère continentale est de plus de cinq ans, alors qu'il est de deux mois environ dans la biosphère marine. Cette différence entre la biosphère continentale et la biosphère marine est très importante : la première est 180 fois plus massive que la seconde et le temps de résidence du carbone y est 50 fois plus long.

Le dernier réservoir naturel de carbone est représenté par les sols et les détritus continentaux. Alimenté par la biosphère à raison de 55 Gt_C.a⁻¹, il en exporte autant vers l'atmosphère, par oxydation de la matière organique. La respiration des animaux autres que les décomposeurs du sol représente moins de 10 % de celle de ces derniers. Chaque homme par exemple, consomme en moyenne 0,1 t_C.a⁻¹ pour sa nourriture, et le rejette dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone; comme la taille de la population humaine est d'environ six milliards d'individus, cela représente un rejet de 0,6 Gt_C.a⁻¹, soit 1 % de la respiration des décomposeurs, ce qui devrait nous rendre modestes quant à notre rôle biologique à la surface de la planète.

L'analyse du cycle du carbone nous montre qu'à l'état naturel, dans un état stationnaire, la biosphère continentale ne joue aucun rôle dans les variations de teneur en dioxyde de carbone de l'atmosphère : elle prélève autant de carbone par photosynthèse, qu'elle en rejette par respiration et oxydation. Par contre, la biosphère marine, lors de la sédimentation, prélève du carbone atmosphérique dont une partie sera piégée dans les sédiments océaniques.

2.3.2 LES PERTURBATIONS ANTHROPIQUES

En 1958, C.D. Keeling mettait en place la première station d'observation du dioxyde de carbone atmosphérique sur le Mauna Loa (Hawaii). Cette station, située au milieu de l'océan Pacifique à plus de quatre mille mètres d'altitude, est éloignée des activités industrielles et des grandes agglomérations à fort trafic où la combustion, sous ses diverses formes, injecte dans l'air des quantités croissantes de dioxyde de carbone : c'est donc un endroit bien choisi pour évaluer l'évolution du taux global de CO₂ atmosphérique et ses variations annuelles. C'est aussi un lieu éloigné des grands écosystèmes végétaux qui, par leurs activités de respiration et de photosynthèse, modulent la concentration de CO₂ selon la saison. L'initiative de Keeling, qui pouvait paraître à l'époque plutôt anodine, est aujourd'hui saluée comme une contribution fondamentale aux sciences de l'environnement.

Les mesures du Mauna Loa montrent que la concentration de l'air en dioxyde de carbone est passée de 315 ppmv en 1958 à 373 ppmv en 1999 (fig. 7.10, p. 257). Cette croissance tend à s'accélérer : elle est aujourd'hui de 0,5 % par an (soit + 1,8 ppmv.a⁻¹), en moyenne, sur la dernière décennie.

Trois sources majeures, d'origine anthropique, contribuent à cette accélération : la combustion des hydrocarbures et combustibles fossiles, la déforestation et la production des ciments.

Chaque année 5 à 6 gigatonnes de carbone sont exportées vers l'atmosphère par la combustion des hydrocarbures et des charbons. Il est instructif de réaliser que la combustion d'un litre d'essence produit environ 2,4 kg de CO₂ (soit 0,655 kg de carbone) et que celle d'un mètre cube de gaz libère 1,9 kg de CO₂ (soit 0,518 kg de carbone). L'utilisation de 1 kW.h⁻¹ d'électricité produit par une centrale thermique correspond à 1 kg de CO₂ et actuellement le transport par avion rejette dans l'air 140 g de CO₂ par kilomètre parcouru et par passager. En France, chaque habitant émet ainsi, chaque jour, en moyenne 20 kg de CO₂ (soit 2,0 tonnes de carbone par an et par habitant). Ce chiffre situe cependant notre pays parmi les plus modestes en émission de CO₂, en comparaison des 3,2 t_C.a⁻¹ hab⁻¹ pour le Canadien, et des 5,4 t_C.a⁻¹ hab⁻¹ pour l'Américain des États-Unis.

Les émissions de CO₂ en France ont diminué de plus d'un tiers depuis 20 ans. On est passé de 140 Mt de carbone par an en 1973 à 104 Mt de carbone par an en 1992 grâce aux gains obtenus essentiellement dans l'industrie et dans les centrales thermiques, alors que le secteur du transport enregistrait une hausse de plus de 60 %. Si, ni ces économies d'énergies induites par les chocs pétroliers (32 Mt_C), ni le programme électronucléaire n'avaient été réalisés, on estime que plus de 210 millions de tonnes de carbone par an seraient émises aujourd'hui, sous forme de dioxyde de carbone en France.

La déforestation, liée à la pratique de la culture sur brûlis, a été, jusqu'au milieu du XIX^e siècle, l'apanage des zones tempérées et est aujourd'hui largement répandue dans les régions intertropicales. À l'heure actuelle 20 à 30 hectares de forêts sont détruits chaque minute à la surface de la planète. On estime ainsi que 1 à 2 Gt_C de carbone sont rejetés dans l'atmosphère, la matière organique du sol en libérant 0,4 à 0,6 Gt_C et les incendies et le déboisement en fournissant entre 0,6 et 1,4 Gt_C. Cette perturbation anthropique est directement corrélée avec la taille de la population humaine.

Le troisième facteur anthropique majeur est la production des ciments. Matériaux d'utilisation facile et aux excellentes propriétés mécaniques, les ciments et les bétons ont

remplacé les matériaux traditionnels dans nos constructions. Lors de leur élaboration ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$), 2,2 Gt de carbone sont rejetées dans l'atmosphère, ce qui représente le double de la quantité de carbone émise par la totalité du volcanisme. Là encore, la démographie planétaire est directement responsable de ce taux d'émission industrielle.

2.3.3 LE BILAN DES PERTURBATIONS ANTHROPIQUES

À l'échelle globale, on estime que le cycle du carbone était en équilibre avant les perturbations récentes résultant des activités humaines. Le total des émissions de dioxyde de carbone atmosphérique d'origine anthropique est aujourd'hui de 6 à 8 Gt_C. Cette quantité de CO_2 rejetée chaque année dans l'atmosphère représente un accroissement théorique de 2,8 à 3,8 ppmv.a⁻¹ de dioxyde de carbone atmosphérique. Or, les mesures du Mauna Loa montrent que l'accroissement actuel de CO_2 atmosphérique n'est que de 1,8 ppmv.a⁻¹. Seule une moitié du carbone injecté dans l'atmosphère par les activités humaines contribue à l'augmentation de la teneur en CO_2 atmosphérique ; l'autre moitié (≈ 3,5 Gt_C) est donc absorbée autre part, dans les « puits » naturels que sont l'océan et la biosphère.

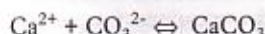
2.3.4 UN PREMIER PUIT : L'Océan

À l'équilibre, la pression partielle de dioxyde de carbone dissous dans l'eau est égale à sa pression partielle dans l'air (loi de Henry), et une modification de cette dernière entraîne une variation relative du carbone minéral dissous ($C_T = \text{CO}_2(\text{aq.}) + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$). Dans l'eau de mer, les ions HCO_3^- sont environ neuf fois plus abondants que le dioxyde de carbone dissous, et il est difficile de modifier sensiblement le rapport de leur concentration : la variation relative du C_T dans l'Océan est donc environ dix fois plus petite que la variation relative de la pression partielle de CO_2 atmosphérique.

Si l'on injectait dans l'atmosphère une quantité de dioxyde de carbone équivalente à cent ans d'activité humaine actuelle (soit l'équivalent de 700 Gt_C environ), ce gaz sera absorbé par l'Océan jusqu'à atteindre un équilibre tel que la variation relative de la pression partielle de $\text{CO}_2(\text{aq.})$ soit dix fois celle du carbone minéral dissous (C_T). Comme il y a cinquante fois plus de carbone dans l'Océan que dans l'atmosphère, la variation absolue de la pression partielle de CO_2 ne sera que de un cinquième (10/50) de celle du C_T . Autrement dit, à l'équilibre, seulement un cinquième du dioxyde de carbone injecté dans l'atmosphère y resterait, tandis que le reste serait absorbé par l'Océan : la

concentration atmosphérique n'augmenterait donc que de 20 %. Par ce phénomène, appelé effet de Revelle, au lieu d'atteindre une teneur de 720 ppmv de CO_2 , l'atmosphère ne contiendrait plus que 430 ppmv de CO_2 .

Un deuxième effet se superpose à cette absorption : le déplacement des équilibres chimiques entre les différentes espèces dissoutes du carbone. Une augmentation du $\text{CO}_2(\text{aq.})$ entraîne une diminution de l'abondance des ions carbonates CO_3^{2-} et une augmentation du pH. Or, l'abondance de l'ion carbonate contrôle la redissolution du carbonate de calcium selon la réaction :



Comme la concentration de dioxyde de carbone dissous dans l'Océan croît par suite de l'invasion de carbone anthropique, celle de CO_3^{2-} diminue : l'équilibre chimique indiqué ci-dessus est déplacé vers la gauche et une partie du carbonate de calcium des sédiments peut être redissous. Ce phénomène réinjecte des ions carbonates dans l'eau et, donc, diminue la pression partielle de $\text{CO}_2(\text{aq.})$. En retour, cette diminution de la pression partielle du $\text{CO}_2(\text{aq.})$ dissous dans l'Océan entraînera une diminution de la pression partielle du CO_2 atmosphérique. Autrement dit, l'Océan est « tamponné » par l'énorme réservoir de carbonate de calcium des sédiments. Ce processus s'ajoute à l'effet de Revelle, si bien qu'à l'équilibre la concentration du dioxyde de carbone atmosphérique aura augmenté d'encore moins que 20 %, si l'on injectait 700 Gt_C dans l'atmosphère.

Comme l'homme injecte de façon continue du dioxyde de carbone dans l'atmosphère, celle dernière n'est évidemment pas à l'équilibre avec l'Océan. Il faut alors considérer la cinétique de l'échange de gaz entre ces deux réservoirs. Le flux d'échange de gaz est égal à la différence des pressions ($p_{\text{eau}} - p_{\text{air}}$) multipliée par un coefficient d'échange k qui est de l'ordre de $40.10^3 \text{ mol.m}^{-2}.\text{a}^{-1}.\text{atm}^{-1}$. Pour une différence de pression de 35 μatm (c'est à dire un excès de CO_2 de 10 % dans l'Océan), on obtient un flux de dégazage de $1,4 \text{ mol.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$.

La pression partielle d'un gaz dissous est proportionnelle à son activité¹ et inversement proportionnelle à sa solubilité :

$$p_{\text{CO}_2(\text{aq.})} = \frac{[\text{CO}_2]_{\text{aq.}}}{\alpha}$$

Or, α valant $3,25 \cdot 10^{-2} \text{ mol.kg}^{-1}.\text{atm}^{-1}$ à 20 °C et $6,29 \cdot 10^{-2} \text{ mol.kg}^{-1}.\text{atm}^{-1}$ à 0 °C, même à activité constante de dioxyde de carbone, la pression partielle de gaz dissous $p_{\text{CO}_2(\text{aq.})}$ sera deux fois plus importante dans les eaux

¹ au premier ordre celle-ci correspond à la concentration ; en réalité elle lui est inférieure, car les interférences mutuelles des différents ions réduisent leur participation aux réactions chimiques.

chaudes tropicales que dans les eaux froides polaires. Dans les zones de basses latitudes la différence des pressions ($p_{\text{eau}} - p_{\text{air}}$) est positive, alors que dans les zones de hautes latitudes elle est négative : actuellement l'océan tropical dégazerait $0,8 \text{ Gt}_C \cdot \text{a}^{-1}$, tandis que le pompage des hautes latitudes serait de $3,2 \text{ Gt}_C \cdot \text{a}^{-1}$. L'Océan absorberait alors un flux net de $2,4 \text{ Gt}_C \cdot \text{a}^{-1}$, soit environ deux-tiers de l'excès de dioxyde de carbone d'origine anthropique piégé dans les « puits » naturels.

Actuellement l'augmentation de la pression partielle de CO_2 atmosphérique entraîne une diminution de la différence positive des pressions ($p_{\text{eau}} - p_{\text{air}}$) dans les zones tropicales, et par conséquent un dégazage plus faible. À l'opposé, aux plus hautes latitudes l'augmentation de la différence (négative) des pressions ($p_{\text{eau}} - p_{\text{air}}$) entraîne un pompage de CO_2 plus important. En outre, la surface où la différence des pressions ($p_{\text{eau}} - p_{\text{air}}$) est positive (et donc où l'océan dégaze) se rétrécit, tandis que la zone de pompage s'étend.

Le temps de résidence des eaux en profondeur est variable : de quelques dizaines d'années pour les eaux subduites dans les tourbillons giratoires subtropicaux, à quelques milliers d'années pour les eaux profondes entraînées par la circulation thermohaline. Les eaux subduites reviennent rapidement à la surface, échantillant du CO_2 avec l'atmosphère dans les zones d'upwellings, et ne peuvent donc jouer longtemps un rôle de piégeage du carbone anthropique. En revanche, les eaux profondes pourront confiner ce carbone pendant longtemps. C'est la circulation thermohaline qui emporte le carbone vers le fond des océans, puis le ramène en surface, et sa cinétique est capitale. Le problème du CO_2 atmosphérique résulte du fait que l'augmentation de sa teneur dans l'atmosphère est trop rapide, et que l'océan est incapable d'absorber assez vite ce gaz en excès.

2.3.5 UN DEUXIÈME PUIXS : LA BIOSPHERE CONTINENTALE

Un autre puits non négligeable pour absorber l'excès de dioxyde de carbone d'origine anthropique est évidemment la biosphère continentale. Un accroissement de la production végétale des biomes¹ continentaux pourrait piéger les $1,2$ à $1,4 \text{ Gt}_C$ non absorbés par les océans. Mais l'estimation de cet accroissement est délicate car aucun outil de mesure efficace n'est à notre disposition.

Deux types de méthodes sont actuellement mis au point pour mesurer la production végétale :

- dans le premier, on mesure l'augmentation de biomasse des plantes poussant sur une surface de sol donnée,
- dans le second, on mesure les échanges de dioxyde de carbone entre la plante et l'air et on en déduit la quantité de carbone accumulé en un temps donné.

Un cas simple de mesure d'augmentation de la biomasse est celui d'une culture de plante annuelle, comme le maïs par exemple. À intervalle régulier on prélève dix plantes au hasard dont on mesure la biomasse moyenne après séchage à l'étuve. La biomasse de la culture s'obtient en multipliant la biomasse individuelle par la densité de plantes et s'exprime en gramme de matière sèche par mètre carré au sol. Pour les racines le problème est plus complexe : on peut estimer leur taux de croissance en suivant la colonisation de volumes de terre ou en analysant les points d'impacts des racines sur des tubes en plastique transparent enfoncés dans le sol. Pour les zones forestières, après l'inventaire des arbres présents sur une certaine surface ($\approx 200 \text{ m}^2$), la biomasse est obtenue en multipliant le volume représentatif de bois par sa densité sèche (tout en n'oubliant pas d'y rajouter la masse des feuilles mortes).

Pour la mesure des échanges de dioxyde de carbone, il existe plusieurs méthodes. L'une utilise des chambres en plastique transparent posées sur la végétation. Les échanges de dioxyde de carbone modifient sa concentration dans l'air de la chambre. Cette méthode a l'avantage de la simplicité, mais elle induit un microclimat en élevant la température de plusieurs degrés, et elle est limitée aux prairies et aux cultures et difficilement applicable aux zones forestières. Les autres méthodes, dites micrométéorologiques, utilisent les variations naturelles de la concentration en dioxyde de carbone créées dans l'air par la photosynthèse et la respiration pour déterminer globalement les échanges de CO_2 au niveau de tout l'écosystème.

Le flux de dioxyde de carbone est exprimé en micromoles par mètres carré de surface au sol et par seconde ($\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$). À midi, par un beau soleil et pour une végétation recouvrant entièrement le sol, les flux peuvent varier entre 10 et $40 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ selon le type de couvert ; cumulés sur une journée, ils peuvent atteindre $0,25$ à $1 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$. Pour une mole de CO_2 fixée, on obtient 30 grammes de glucides synthétisés, ce qui, compte tenu des pertes respiratoires, conduit à une production journalière de biomasse de l'ordre de $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$. Les cultures peuvent produire 20 à $30 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ en climat tempéré, et jusqu'à $50 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ en climat tropical pour des plantes en

¹ un biome est un grand type d'écosystème à la surface du globe (forêt équatoriale, savane, désert, prairie, culture...) correspondant à un climat déterminé.

BIOME	PRODUCTIVITÉ AÉRIENNE
forêts tropicales	13 à 20
forêts tempérées	8 à 20
forêts boréales	5 à 10
pâturages	3 à 10
toundras	0,4 à 1
déserts	0 à 0,05
cultures	10 à 40

TABLEAU 9.1. VALEURS MOYENNES DE PRODUCTIVITÉ AÉRIENNE DE QUELQUES BIOMES, en tonnes de matière sèche par hectare et par an.

C₄ (voir paragraphe 3.4) comme la canne à sucre. La production annuelle des biomes montre une grande variabilité qui est fonction du climat et de la fertilité des sols (tableau 9.1).

Si les estimations locales et régionales ont été précisées ces dix dernières années, l'estimation globale de la production végétale et de ses variations en est encore au stade expérimental. Les satellites constituent un outil idéal pour effectuer une extrapolation globale. Malheureusement, on ne sait pas mesurer directement la production végétale ou le flux de dioxyde de carbone au-dessus des continents à partir d'un satellite. La mesure est indirecte : il ne peut y avoir de photosynthèse que là où des feuilles vertes absorbent le rayonnement solaire, et cette absorption est mesurable à partir d'un satellite. La fraction visible du rayonnement solaire (0,4 à 0,7 µm) est fortement absorbée par les pigments photosynthétiques, contrairement aux rayonnements infrarouges dits proches (0,7 à 1 µm). La végétation réfléchit donc peu le visible, mais beaucoup les infrarouges, tandis que les sols nus ont un albédo qui est directement proportionnel à la longueur d'onde (fig. 9.3). En mesurant l'albédo d'une surface quelconque dans le rouge (a_R) et le proche infrarouge (a_{PIR}), on peut calculer un indice de végétation appelé NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) qui est directement lié au recouvrement du sol par les feuilles :

$$NDVI = \frac{(a_{PIR} - a_R)}{(a_{PIR} + a_R)}$$

Cet indice varie d'environ 0,1 pour un sol nu à 0,8 pour un couvert végétal dense. L'observation régulière¹, sur une durée de plusieurs années, devrait permettre d'estimer de manière beaucoup plus précise les variations de la production végétale des continents.

2.4 LES AUTRES GAZ À EFFET DE SERRE

Si l'augmentation du dioxyde de carbone atmosphérique est aujourd'hui le principal sujet d'étude et de débat, il ne faut pas oublier que d'autres gaz à effet de serre jouent un rôle fondamental dans l'évolution climatique de notre planète.

2.4.1 LE MÉTHANE

Produit de la dégradation des matières organiques en milieu anaérobie, le méthane a comme sources naturelles les mangroves tropicales et les marais. Une autre source, d'origine anthropique et directement liée à la croissance démographique, est responsable aujourd'hui de l'augmentation de sa teneur atmosphérique (voir paragraphe 1.3.3, p. 256).

Comparé au dioxyde de carbone, le méthane est en faible quantité dans l'atmosphère (1,7 ppmv contre 362 ppmv), mais c'est un excellent absorbant dans l'infrarouge. L'addition d'un gramme de méthane produit un effet de serre additionnel cinquante-huit fois plus fort que l'addition d'un gramme de CO₂. En dépit des faibles quantités mises en jeu, l'accumulation du méthane a produit 15 % de l'effet de serre additionnel observé pour la décennie 1980-1990.

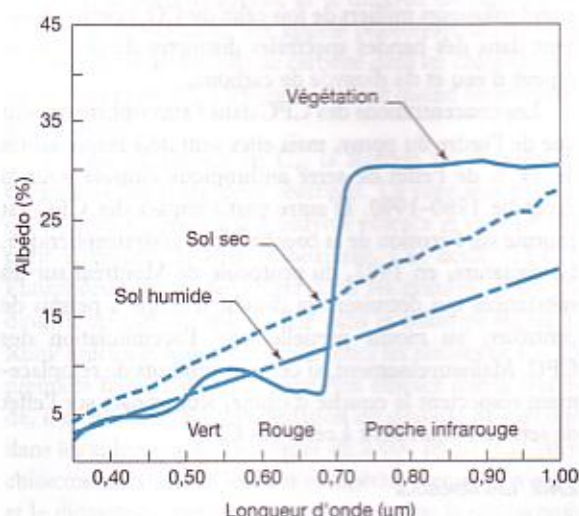


FIGURE 9.3. L'ALBÉDO (COEFFICIENT DE RÉFLEXION) DE DIFFÉRENTES SURFACES. Pour le sol, qu'il soit sec ou humide, il augmente de façon régulière avec la longueur d'onde. Pour la végétation, on observe une augmentation brusque vers 0,7 µm (limite entre le rouge et l'infrarouge).

¹ fin 1998, un instrument bien adapté au suivi de l'évolution de la couverture végétale, le capteur « Végétation », a été installé à bord du satellite Spot 4.

Mais il ne faut pas oublier que d'énormes quantités de méthane sont piégées sous forme d'hydrates et de clathrates dans les pergélisols de la toundra sibérienne ou canadienne, ainsi que dans les sédiments océaniques (voir p.312). En période de réchauffement climatique, le dégel en profondeur des sols de hautes latitudes, qui conservent de grandes quantités de matière organique surgelée, amplifie l'effet de serre.

Un caractère rassurant à l'échelle humaine, est que la durée de vie du méthane dans l'atmosphère est limitée à une dizaine d'années seulement, grâce à une activité chimique assez intense qui fait intervenir des radicaux hydroxyles OH relativement abondants dans la troposphère.

2.4.2 LES CFC

Les chlorofluorocarbures (CFC) sont, contrairement au dioxyde de carbone et au méthane, de purs produits de l'activité industrielle (emploi dans les réfrigérateurs, dans la fabrication des mousses plastiques et dans la propulsion des aérosols). Leur usage est très répandu car ce sont des gaz particulièrement inertes dans des conditions normales d'utilisation.

Le problème de la production des CFC est double : leur durée de vie est très longue (de plusieurs années à plusieurs siècles), et leurs potentiel d'effet de serre est très grand (plusieurs milliers de fois celui du CO_2) car ils absorbent dans des bandes spectrales distinctes de celle de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone.

Les concentrations des CFC dans l'atmosphère ne sont que de l'ordre du ppmv, mais elles sont déjà responsables de 34 % de l'effet de serre anthropique cumulé pour la décennie 1980-1990. D'autre part l'impact des CFC est énorme sur l'érosion de la couche d'ozone stratosphérique. La signature, en 1987, du protocole de Montréal sur les substances qui détruisent la couche d'ozone a permis de contrôler, au moins partiellement, l'accumulation des CFC. Malheureusement, si certains produits de remplacement respectent la couche d'ozone, leur impact sur l'effet de serre est équivalent à celui des CFC.

2.4.3 LES AÉROSOLS

Parmi les gaz à effet de serre dont la teneur augmente rapidement, certains peuvent exercer une rétroaction négative : tels que le protoxyde d'azote NO_2 et le dioxyde de soufre SO_2 . L'usage massif des engrais azotés est responsable de l'augmentation de la teneur atmosphérique du premier et la combustion des hydrocarbures de l'accroissement du second.

Le dioxyde de soufre, en s'oxydant au contact des radicaux OH, produit de l'acide sulfurique qui se condense

facilement en gouttelettes. Ce processus joue un rôle particulièrement important dans la dégradation des monuments, mais aussi dans la microphysique des nuages en en modifiant les propriétés radiatives. Une forte concentration en SO_2 induit la formation de nuages fortement réfléchissants, qui vont donc refroidir les basses couches de l'atmosphère.

L'injection massive d'aérosols soufrés au dessus des grandes régions industrielles de l'hémisphère boréal a, dans une certaine mesure, probablement compensé l'effet de serre anthropique.

3. Scénarios pour demain : des modèles, des observations, des incertitudes

L'évolution du système interactif Terre-Océan-Cryosphère-Atmosphère peut être modélisée par des équations bien connues, qui font intervenir d'une part la mécanique des fluides, d'autre part la thermodynamique et la physique du rayonnement. Mais le système est complexe et nécessite des calculateurs très puissants. Nous sommes actuellement à la fois proches et éloignés d'une projection idéale des climats du futur : les modèles d'évolution de l'océan et de l'atmosphère ont déjà atteint un degré de réalisme remarquable, mais beaucoup d'incertitudes subsistent quant aux mécanismes à petite échelle auxquels les réponses du climat sont extrêmement sensibles.

3.1 LA RÉPONSE DES RÉGIONS POLAIRES

Un effet de serre additionnel se traduit théoriquement par une fonte des glaces polaires. Mais la réponse des régions polaires est délicate à cerner dans les projections du changement climatique. En effet, l'albédo de la neige est élevé, de l'ordre de 0,8, et une réduction des surfaces englacées entraîne une rétroaction qui ne fait qu'amplifier le phénomène de fonte des glaces polaires. L'ampleur de cette rétroaction est cependant difficile à quantifier car l'augmentation de la nébulosité, directement dépendante de la fonte des glaces, peut plus ou moins la réduire. C'est l'exemple même de l'action concomitante de deux rétroactions qui ne sont pas additives, et dont le bilan est difficile à estimer.

Par ailleurs, l'albédo des surfaces englacées est difficile à mesurer car il dépend de l'angle d'incidence des rayons solaires, de la qualité et de l'épaisseur des précipitations neigeuses, du vent, du relief... Or la modélisation réaliste de la projection de l'évolution climatique nécessite une bonne maîtrise de celle de l'albédo des régions polaires. Cet

albedo contrôle le contraste thermique entre les hautes et les basses latitudes, et par là même l'intensité des circulations atmosphériques et océaniques, c'est-à-dire la cinétique de l'échange énergétique entre les pôles et l'équateur.

3.2 LA RÉPONSE DES OCÉANS

Tandis que l'atmosphère réagit très rapidement à une perturbation brusque du bilan du rayonnement solaire, l'océan, par son inertie thermique et sa puissante capacité à absorber la chaleur, diffère sa réponse aux variations climatiques de plusieurs décennies, voire plusieurs siècles. Ce déphasage signifie que l'échauffement, induit par l'excédent des gaz à effet de serre que nous avons déjà injectés dans l'atmosphère, ne se manifestera pleinement que dans plusieurs dizaines d'années. Selon les différents types de circulation des masses d'eau, le retard de la réponse des océans sera de quelques années au niveau des eaux de surface, et de plusieurs millénaires pour la circulation thermohaline.

Les modèles actuels de circulation océanique restent cependant difficiles à valider de façon vraiment quantitative. Bien que les expérimentations nucléaires de surface des années 1950 permettent de tracer (grâce au tritium par exemple) les grands courants océaniques, la diffusion de la chaleur, qui induit des modifications d'écoulement en créant des effets d'expansion et de flottabilité des masses d'eau, est délicate à modéliser.

De grands programmes internationaux, comme WOCE¹ (*World Ocean Circulation Experiment*), devraient, dans un avenir assez proche, permettre d'affiner et d'améliorer la cohérence des modèles de circulation profonde des océans.

3.3 LA RÉPONSE DE LA BIOSPHERE MARINE

La biosphère marine présente l'avantage de pouvoir soustraire une partie du carbone excédentaire et de le piéger par la sédimentation des tests carbonatés. Ce piégeage pourrait se faire en accroissant la productivité du plancton océanique. Alors que les ions nutritifs semblent en quantité suffisante dans l'océan, l'un des éléments biolimitants le plus déficitaire est le fer. Certains chercheurs ont donc proposé « d'ensemencer »² avec du fer les régions océaniques qui ne sont que pauvrement alimentées par les poussières continentales, comme l'océan antarctique. Cette démarche, qui relève de ce que l'on pourrait appeler de « l'ingénierie climatique », se heurte cependant à d'immenses difficultés

pratiques et de nombreuses incertitudes quant aux résultats. D'une part, il faut que le fer soit sous une forme chimique (sulfates) assimilable par le plancton, d'autre part les remontées d'eau profondes à la périphérie du courant antarctique circumpolaire annihileraient ces efforts en ramenant à la surface le carbone exporté en quelques décennies.

3.4 LA RÉPONSE DE LA BIOSPHERE CONTINENTALE

Il existe deux grands types de photosynthèse, celle dite en C₃ et celle dite en C₄, dont l'efficacité dépend de la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique.

- Chez les plantes en C₃, la fixation du dioxyde de carbone se fait sur le ribulose bis-phosphate Rubis-P, un sucre à cinq atomes de carbone et deux groupements phosphate. On obtient deux molécules à trois atomes de carbone qui sont utilisées dans un cycle de réactions aboutissant à la synthèse de sucres et régénérant le Rubis-P. Chaque cycle incorporant un carbone, il faut le décrire six fois pour fabriquer une molécule de glucose. Cette réaction est catalysée par une enzyme, la ribulose bis-phosphate carboxylase-oxygénase (RubisCo) qui catalyse aussi l'oxydation du Rubis-P en consommant de l'oxygène et en libérant du dioxyde de carbone. Ce type de réaction, étant donné la compétition entre l'oxygène et le dioxyde de carbone au niveau de la RubisCo, est appelé photorespiration, et la concentration de dioxyde de carbone dans les chloroplastes est de l'ordre de 200 à 250 ppmv le jour quand les stomates sont ouverts.

- Chez les plantes en C₄, la fixation du dioxyde de carbone se fait selon deux réactions. La première produit un acide en C₄ grâce à une enzyme efficace et sans affinité pour l'oxygène, la PEP-carboxylase. Cet acide (PEP = Phosphoénol pyruvate) migre dans les cellules, libère du dioxyde de carbone qui est fixé dans le chloroplaste sur le RubP grâce à la RubisCo, comme chez les plantes en C₃. La première fixation du CO₂ étant plus efficace que la seconde, il se produit une accumulation de dioxyde de carbone dans les chloroplastes de l'ordre de 2 000 ppmv. Cet enrichissement naturel modifie la compétition entre l'oxygène et le dioxyde de carbone, et supprime donc la photorespiration chez les espèces en C₄. La fixation supplémentaire du CO₂ par la PEP-carboxylase nécessitant un surplus d'énergie fourni par la photosynthèse, la répartition naturelle des plantes en C₄ est donc limitée aux basses latitudes.

¹ mesures des transports d'eau, de chaleur, de sels, de CFC et de carbone faites par près de dix mille stations immergées, et par de nombreux navires marchands.

² en 1997 une expérience, appelée IRONEX II, effectuée au nord de l'archipel des Galapagos, a montré un décuplement de la productivité primaire suite à l'épandage de fer sur une surface de 10 × 100 km.

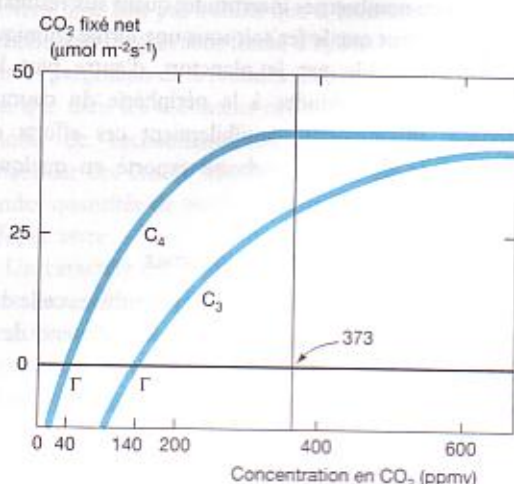


FIGURE 9.4. EFFICACITÉ DE LA PHOTOSYNTHESE EN FONCTION DE LA TENEUR EN DIOXYDE DE CARBONE ATMOSPHÉRIQUE. La pente à l'origine traduit l'efficacité de l'enzyme de fixation du CO₂, qui diffère entre les plantes en C₃ et en C₄; les points de compensation (Γ) marquent le passage de la photorespiration nette à la photosynthèse nette (entre 40 (C₄) et 140 ppmv (C₃)).

À la différence des plantes en C₃, qui existent depuis plusieurs centaines de millions d'années, les plantes en C₄ sont apparues il y a seulement une quarantaine de millions d'années, en réponse semble-t-il à la baisse de la teneur en CO₂ de l'air. Plus efficace lorsque la concentration en CO₂ est faible, l'assimilation des plantes en C₄ est pratiquement saturée pour des teneurs équivalentes à celles de l'atmosphère actuelle (fig. 9.4). L'assimilation des plantes en C₃, par contre, est encore susceptible d'augmenter fortement.

De nombreuses expérimentations ont été réalisées sur des cultures des principales espèces en doublant la teneur de l'atmosphère en dioxyde de carbone (en passant de 360 à 700 ppmv). Avec les plantes en C₃ (blé, pomme de terre, riz, orge, soja, luzerne, coton,...), on obtient un accroissement de 33 % de la biomasse alors qu'elle n'est que de 10 % avec les plantes en C₄ (maïs, canne à sucre, sorgho...). La réponse par les arbres est encore plus efficace : la production augmente de 38 % avec les résineux (moyenne sur 12 espèces) et de 63 % avec les feuillus (moyenne sur 48 espèces). Enfin, des mesures de largeurs de cernes d'arbres ont été réalisées dans de nombreux peuplements de feuillus ou de résineux : dans la majorité des cas, elles indiquent une augmentation importante de la croissance des arbres au cours du xx^e siècle, souvent de l'ordre de 40 %.

La plupart des plantes terrestres sont donc dotées d'un système de photosynthèse qui réagit positivement à une augmentation du CO₂ atmosphérique, mais l'ampleur de

cette réaction varie selon les espèces et dépend des conditions écologiques : la structure et la composition des écosystèmes, ainsi que leur localisation, seront modifiées. À la fin de la dernière glaciation, en l'espace d'un siècle environ, l'Europe occidentale a subi un réchauffement de 5 °C : les écosystèmes simples de la toundra ont réagi de manière favorable à cette variation de température. Mais il n'est pas certain que les systèmes plus évolués, tels que la forêt tempérée, puissent migrer assez rapidement pour s'adapter à l'évolution du climat. Dans le passé, l'utilisation anthropique des terres n'avait presque pas d'influence sur les migrations des espèces. Or de nos jours, il existe de nombreux obstacles à ces migrations : agglomérations, réseaux routiers, grands espaces cultivés...

3.5 LA RÉPONSE DE LA VAPEUR D'EAU ET DES NUAGES

L'importance de la vapeur d'eau dans l'effet de serre agit directement sur les changements climatiques. L'échauffement initial, créé par l'augmentation d'un gaz à effet de serre comme le dioxyde de carbone, permet à l'air d'absorber beaucoup plus de vapeur d'eau, d'où un effet de serre additionnel qui chauffe davantage notre planète. L'impact de cette « boucle de rétroaction positive » (l'effet amplifie la cause) est délicat à quantifier car il dépend étroitement de la distribution verticale de la vapeur d'eau atmosphérique. La distribution tridimensionnelle de la vapeur d'eau atmosphérique est très mal connue et cette donnée manque pour valider les modèles.

La réponse des nuages pose des problèmes encore plus difficiles à résoudre. D'une part leurs propriétés radiatives dépendent de la teneur en eau condensée, mais aussi de mécanismes microphysiques qui déterminent la phase (liquide ou glace), la taille des gouttelettes ou la forme des cristaux de glace. D'autre part l'altitude et l'importance de la couverture nuageuse joue un rôle fondamental : selon la vitesse du développement de la couverture nuageuse basse par rapport à celle en altitude, moins rapide ou plus rapide, l'échauffement sera amplifié ou modéré. Suivant la façon dont on modélise la couverture nuageuse, on obtient, pour un doublement de la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique, un échauffement global moyen entre 1,8 et 5,5 °C.

3.6 LA RÉPONSE DES HOMMES

Longtemps négligée, la détérioration de l'environnement suscite depuis une dizaine d'années une prise de conscience collective dans nos sociétés et les problèmes climatiques, plus facilement perceptibles, sont les catalyseurs d'une médiatisation basée sur l'émotion plus que sur la raison.

Montréal, La Haye, Vienne, Rio de Janeiro, Tokyo... sont autant de sièges de conférences dont les résultats n'ont pas toujours été efficaces. Il n'est pas raisonnable de penser que l'on résoudra les problèmes d'environnement, et en particulier celui de l'effet de serre d'origine anthropique, avec de simples mesures réglementaires, sans changer en profondeur nos modes de vie.

Il serait utopique de croire que l'approche ultralibérale, credo fondamental de la plupart des économistes et politi-

ques, en préconisant de consommer à un bout de la planète ce qui est produit aux antipodes, sera sans effet sur le climat de la Terre. La réponse des hommes, et elle ne devra pas tarder, sera celle d'un choix entre deux options totalement opposées : la poursuite d'une croissance effrénée, ou la recherche d'un équilibre raisonné.

Le problème de l'évolution future du climat de la Terre n'est pas uniquement scientifique et technologique : il est fondamentalement politique, économique et culturel.

EXERCICES

1. La fonte des calottes glaciaires et la dilatation thermique des océans

Le volume de la calotte glaciaire antarctique est d'environ $24 \cdot 10^6 \text{ km}^3$.

- Quelle serait la variation du niveau de la mer si un réchauffement du climat entraînait la fusion totale de cette calotte ?
- Quelle seraient les modifications géographiques du territoire français ?

Le coefficient de dilatation volumique de l'eau est important : $2,57 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

- Quelle serait la variation du niveau de la mer pour un réchauffement moyen de l'ensemble des eaux océaniques de $5 \text{ }^\circ\text{C}$, sachant que la profondeur moyenne des océans est de 3 810 mètres ?

2. Votre « Deuche » et l'environnement

Votre chère et vieille 2 CV consomme 8 litres de carburant aux 100 kilomètres.

- Sachant que la formule globale de votre carburant contient deux fois plus d'hydrogène que de carbone, combien de molécules de dioxygène seront consommées, lors de la combustion, par atome de carbone ?
- Sachant que votre carburant a une densité de 0,8, combien de grammes de dioxyde de carbone allez-vous libérer dans l'atmosphère par kilomètre parcouru ?
- Étant donné que votre petit(e) ami(e) habite un « bled » charmant, au fin fond de la campagne, vous parcourez chaque année plus de 25 000 kilomètres. Quelle sera votre contribution à l'augmentation du dioxyde de carbone atmosphérique ?
- Conscient de votre contribution à cette augmentation du taux de dioxyde atmosphérique, vous décidez de transformer le moteur de votre véhicule afin de pouvoir utiliser comme carburant du gaz naturel liquéfié (formule globale CH_4), dont la densité est identique à celle de l'essence. La consommation de votre véhicule n'ayant pas changé avec ce nouveau carburant, êtes-vous satisfait de votre choix ?

3. La figure 8.30 p. 323 représente les variations d'ensoleillement à 65°N , en hiver et en été au cours des 150 000 dernières années, ainsi que les variations hypothétiques pour les 150 000 prochaines années. La courbe de référence isotopique SPECMAP pour les 150 000 années passées a été surajoutée.

On rappelle que les refroidissements sont liés à des étés frais et les réchauffements à des étés relativement doux, que la conjonction « étés frais + hivers doux » favorise la mise en glace de la planète, et l'inverse la déglaciation.

Essayez de prédire les climats de demain en extrapolant la courbe isotopique.

QUATRIÈME PARTIE

La Terre solide et sa dynamique

10. Forme, structure et dynamique globales de la Terre	349
EXERCICES	379
FICHE : Volcanisme	381
11. La lithosphère et sa dynamique	385
EXERCICES	493

« On pense souvent à tort que le chercheur n'a pas le droit d'induire au-delà des faits observés... Mais quiconque a l'expérience du travail scientifique sait pertinemment que celui qui refuse de dépasser les faits les atteint rarement. »

T.H. Huxley



1. La forme de la Terre

1.1 APERÇU HISTORIQUE

Depuis le lancement du premier satellite artificiel on a une preuve visuelle évidente de la « rotondité » de la Terre.

Pourtant, cinq siècles avant Jésus-Christ, scientifiques et philosophes de la Grèce antique postulaient déjà la sphéricité de la planète essentiellement pour des raisons géométriques et esthétiques. Trois siècles avant notre ère, Eratosthène, géomètre grec, proposait des dimensions du globe après avoir effectué la première mesure du méridien terrestre (cf. p. 4).

À la suite et des siècles durant, les travaux des géodésiens se concentrèrent sur la mesure la plus précise d'un arc méridien, afin d'approcher au mieux la longueur du rayon terrestre.

La sphéricité de la Terre fut mise en doute au XVII^e siècle lorsque Newton avança l'hypothèse que la planète, fluide lors de sa formation, avait acquis, sous l'effet de la force centrifuge, la forme d'un ellipsoïde dont l'aplatissement aux pôles était égal à 1/230 du rayon terrestre. Concomitamment, les Cassini, chargés par la France de l'établissement d'une carte précise, révélaient également la forme en ellipsoïde de la Terre mais allongé selon l'axe polaire (ellipsoïde oblong) (cf. p. 49)...

Les vives controverses engendrées par l'aplatissement terrestre nécessitèrent le recours à l'expérience pour résoudre le problème : si la Terre était un ellipsoïde aplati aux pôles, à un degré de méridien devait correspondre une plus longue distance près des pôles que près de l'équateur. Ce fut l'Académie des Sciences qui organisa en 1736 deux expéditions, l'une en Laponie au-delà du cercle polaire dirigée par Clairaut et Maupertuis, l'autre au Pérou, près de l'équateur, conduite par Bouguer et La Condamine. Les mesures très précises réalisées montrèrent que le degré méridien était plus long en Laponie qu'au Pérou, validant de fait l'aplatissement terrestre aux pôles (fig. 10.1) et, par

là même, l'hypothèse de Newton. Les mesures de la pesanteur terrestre qui indiquent une augmentation de celle-ci de l'équateur vers le pôle, confirmèrent rapidement ce résultat.

À partir des nombreuses mesures d'arcs de méridiens qui suivirent, les géodésiens purent approcher les mensurations de la Terre avec une précision telle, qu'au début du XIX^e siècle, le mètre ayant été empiriquement défini comme « la dix millionième partie du quart de la circonférence du méridien terrestre » la longueur du mètre étalon s'en trouva établie... Par la suite, de nouvelles définitions de l'unité seront basées sur les longueurs d'ondes de radiations données.

Jusqu'au 4 octobre 1957, jour de la mise en orbite terrestre de Spoutnik 1, la géodésie s'exerça à préciser au mieux la forme et les dimensions du corps terrestre (le géoïde) et aux mesures de la pesanteur. Depuis, la « géodésie spatiale » avec ses observations et mesures globales, en

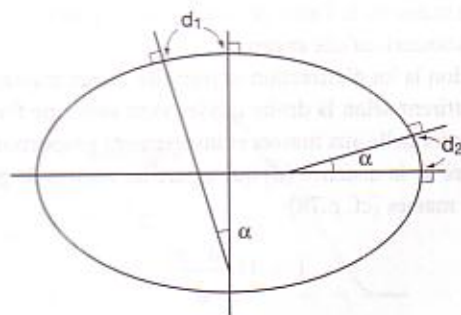


FIGURE 10.1. DÉMONSTRATION DE L'APLATISSEMENT DE LA TERRE EN PARTANT DE LA MESURE DE LA LONGUEUR D'UN DEGRÉ DE MÉRIDIEN. Si la Terre approche la forme d'un ellipsoïde aplati aux pôles, la longueur d'un degré de latitude augmente de l'équateur vers le pôle. Le même angle sous-tend un arc méridien plus grand au pôle qu'à l'équateur ($d_1 > d_2$) comme l'ont montré les mesures réalisées dès 1736 en Laponie et au Pérou.

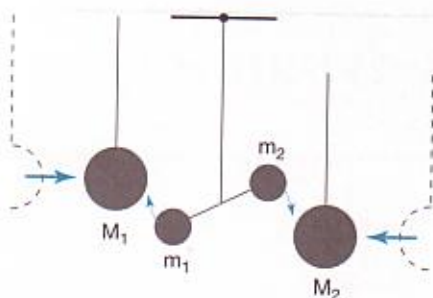


FIGURE 10.2. DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL DE CAVENDISH POUR CALCULER LA CONSTANTE GRAVITATIONNELLE (G). Commentaire dans le texte.

continu sur des périodes longues, apporte chaque jour des informations nouvelles et toujours plus précises sur la forme du géoïde, sur son champ de gravité, sur les déformations passées et en cours de la croûte terrestre, les marées des océans et de la Terre solide, la circulation océanique et atmosphérique, la rotation de la Terre...

1.2 APPROCHE GÉODÉSIQUE DE LA FORME DE LA TERRE

La Terre, en rotation sur elle-même et en mouvement orbital autour du soleil, est faite de matériaux plus ou moins denses et visqueux auxquels les forages les plus profonds ne donnent accès qu'à la première douzaine de kilomètres.

1.2.1 MASSE ET DENSITÉ MOYENNE DE LA TERRE

La masse de la Terre (M) est calculée à partir du champ gravitationnel qu'elle engendre.

Selon la loi d'attraction universelle : deux masses m et m' s'attirent selon la droite qui les joint avec une force (f) proportionnelle aux masses et inversement proportionnelle au carré de la distance (d) qui sépare les centres de gravité de ces masses (cf. p.78)

$$f = G \frac{m \cdot m'}{d^2}$$

G étant la constante gravitationnelle.

En posant m égale à l'unité et m' égale à M, une méthode pour trouver M est de déterminer l'accélération de la pesanteur (g) à la surface de la Terre

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad \text{d'où} \quad M = g \frac{R^2}{G}$$

R est le rayon terrestre (6 378 km à l'équateur).

$g = 9,807 \text{ m.s}^{-2}$. Sa mesure a été réalisée au Bureau international des poids et mesures (pavillon de Breteuil, Sèvres) à partir de la chute du miroir d'un interféromètre dans le vide sous lumière du krypton 86, avec une précision de 10^{-9} .

On doit la première mesure précise de la constante G à Cavendish (1798) qui partit du dispositif expérimental suivant (fig. 10.2) : une tige horizontale, portant en équilibre à ses extrémités deux petites masses m_1 et m_2 , est suspendue à un fil non torsadé. À l'approche latérale et symétrique de deux masses plus importantes M_1 et M_2 le système $m_1 - m_2$ tourne d'un certain angle et provoque les rapprochements $m_1 \rightarrow M_1$ et $m_2 \rightarrow M_2$. En mesurant la force nécessaire pour obtenir la même rotation et connaissant les masses et leurs distances, Cavendish a pu calculer G.

$$G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N.kg}^{-2}.\text{m}^2$$

On détermine ainsi pour la masse de la Terre :

$$M = 5,976 \cdot 10^{24} \text{ kg}$$

Aujourd'hui, d'autres méthodes de mesure, plus précises, utilisent la période de rotation d'un satellite autour de la Terre.

Connaissant les dimensions de la planète, la masse volumique moyenne terrestre est de $5,517 \text{ kg.dm}^{-3}$.

La masse volumique moyenne des roches de la surface étant de $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$, il existe nécessairement en profondeur des enveloppes terrestres constituées de matériaux plus denses.

1.2.2 GÉOÏDE ET ELLIPSOÏDE DE RÉFÉRENCE

Divers besoins dont la nécessité d'établir des cartes précises, conduisent à disposer d'un modèle traduisant au plus près la forme exacte de la Terre.

Sachant, depuis le XVIII^e siècle, que la Terre n'est pas une sphère, cette modélisation reste délicate. On se réfère à une surface fictive, le *géoïde*, déduite de l'étude de la pesanteur.

La *pesanteur* $\vec{P}$ est définie comme étant la résultante dans un référentiel géocentrique (lié à la Terre) des accélérations exercées sur un corps au repos à la surface de la Terre. En un point donné de cette surface trois termes interagissent sur ce corps (fig. 10.3) (cf. p. 50) :

- la *gravité*. C'est la force f_n d'attraction universelle qui s'exerce entre la masse de la Terre (M) et la masse (m) du corps considéré

$$f_n = G \frac{M \cdot m}{R^2}$$

où G est la constante gravitationnelle et R le rayon terrestre.

- la *force d'inertie axifuge* liée à la rotation terrestre. Sa valeur est donnée par la formule

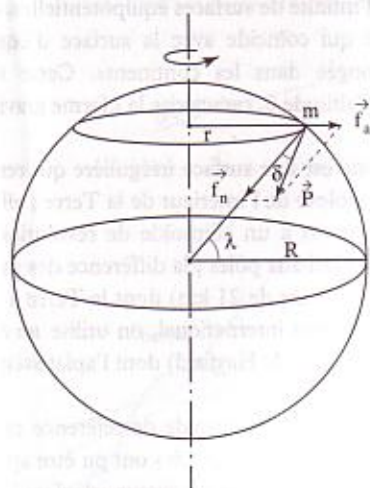


FIGURE 10.3. Composantes newtonienne $\vec{f}_n$ et axifuge $\vec{f}_a$ de la pesanteur $\vec{P}$ à la surface du globe ($f_a \ll f_n$; δ est petit).

$$f_a = m \omega^2 r$$

où m est la masse du corps en surface de la Terre, ω la vitesse angulaire de rotation et r le rayon du cercle latitudinal correspondant (distance de m à l'axe de rotation de la Terre). Cette force qui est nulle aux pôles ($r = 0$) et maximum à l'équateur ($r = R$ rayon équatorial) peut s'écrire également

$$f_a = m \omega^2 R \cos \lambda$$

où λ est la latitude de m . Elle est beaucoup plus petite que f_n .

- le terme de marée (cf. chapitre 1) lié aux attractions des autres corps du système solaire : Lune et Soleil. À la surface de la Terre, leurs actions se traduisent par les effets de marées qui affectent l'hydrosphère ainsi que la partie solide de la planète (marée terrestre d'amplitude voisine de 20 cm). Ces déformations périodiques de la Terre modifient sa propre attraction en intensité et direction ; cependant, l'effet restant très faible (de l'ordre du dix millionième de l'intensité de la pesanteur) il est souvent négligé et l'on s'en tient à la pesanteur (dite parfois « vulgaire ») résultante des deux premiers termes.

En fonction des différents termes la contrôlant, on conçoit aisément que la pesanteur varie d'un point à l'autre de la surface terrestre et notamment en fonction de :

- l'altitude par augmentation de la distance au centre de la Terre, ce qui diminue l'effet de la gravitation universelle et augmente celui lié à la rotation terrestre ;
- la latitude. Du fait de l'aplatissement terrestre, le rayon diminue de l'équateur vers les pôles entraînant une force de gravitation plus élevée aux pôles qu'à l'équateur. Renforce cette tendance, le fait que l'intensité de la force axifuge, maximum à l'équateur, s'annule aux pôles (fig. 10.3).
- la topographie. En particulier, la masse d'une montagne par l'attraction qu'elle exerce sur les masses situées dans une plaine voisine produit une faible déviation de la verticale accompagnée d'une légère diminution de la pesanteur (fig. 10.4).

La gravimétrie qui a pour objet l'étude et l'interprétation des variations de la pesanteur à la surface du globe, parfois utilisée à des fins géologiques (prospection

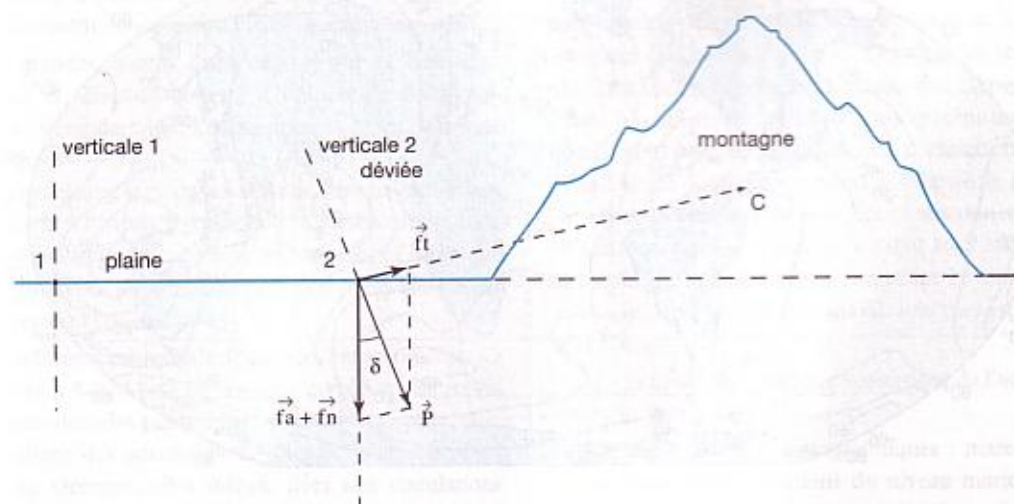


FIGURE 10.4. INFLUENCE DE L'ATTRACTION D'UNE MASSE TOPOGRAPHIQUE SUR LA DIRECTION ET L'INTENSITÉ DE LA PESANTEUR MESURÉE À SON VOISINAGE. C = barycentre du relief au-dessus du niveau de la plaine. (δ est toujours un angle très petit).

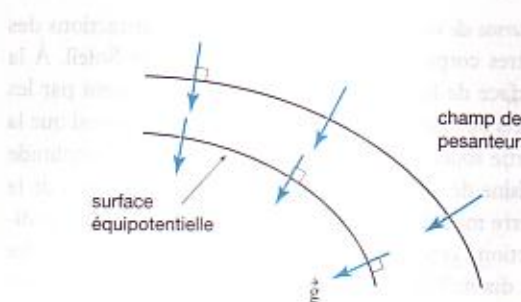


FIGURE 10.5. SCHEMA REPRESENTANT 2 SURFACES EQUIPOTENTIELLES PERPENDICULAIRES A LA DIRECTION LOCALE DE LA PESANTEUR $\vec{g}$ EN TOUT POINT. Ces surfaces isobares (pression constante), non parallèles entre elles et qui sont légèrement plus resserrées aux pôles qu'à l'équateur, correspondent aux équilibres que prend la surface libre d'un fluide.

gravimétrique minière) a pour but la géodésie, c'est-à-dire la détermination la plus précise possible de la forme de la Terre qui est complexe et irrégulière.

Schématiquement, on utilise une surface fictive en tout point horizontale, c'est-à-dire perpendiculaire à la direction locale de la pesanteur (elle est simplement donnée par la direction du fil à plomb). Ainsi définie, cette surface est dite *équipotentielle de pesanteur* (fig. 10.5) sur laquelle l'intensité de la pesanteur n'est pas constante (la référence est la direction de la pesanteur et non pas son intensité).

Parmi l'infinité de surfaces équipotentielles, on appelle *géoïde* celle qui coïncide avec la surface d'équilibre des mers prolongée dans les continents. Cette surface de référence, d'altitude 0, caractérise la « forme gravimétrique » de la Terre.

Le géoïde est une surface irrégulière qui rend compte de l'état complexe de l'intérieur de la Terre ; elle se détermine par rapport à un ellipsoïde de révolution (renflé à l'équateur, aplati aux pôles ; la différence des rayons entre pôle et équateur est de 21 km) dont la Terre a presque la forme. Sur le plan international, on utilise un *ellipsoïde de référence* (ellipsoïde de Hayford) dont l'aplatissement est de 1/298,25.

Les écarts entre l'ellipsoïde de référence et le géoïde, dits aussi « *ondulations du géoïde* » ont pu être approchés en comparant les valeurs de la pesanteur calculées à l'ellipsoïde aux valeurs mesurées à l'aide de gravimètres et ramenées à l'ellipsoïde de référence. La valeur de la gravité en tout point de la surface de l'ellipsoïde, en fonction de la latitude λ est donnée par la formule :

$$G = 978,0498 (1 + 0,0052884 \sin^2 \lambda - 0,0000059 \sin^2 2\lambda) \text{ gals}$$

où 978,0498 gals est la pesanteur à l'équateur.

Le géoïde est souvent représenté sur une planisphère par cartographie des écarts positifs ou négatifs de sa surface par rapport à l'ellipsoïde de référence (fig. 10.6). Apparaissent alors de vastes creux et bosses qui peuvent atteindre 100 m. Ces ondulations du géoïde ont été précisées en

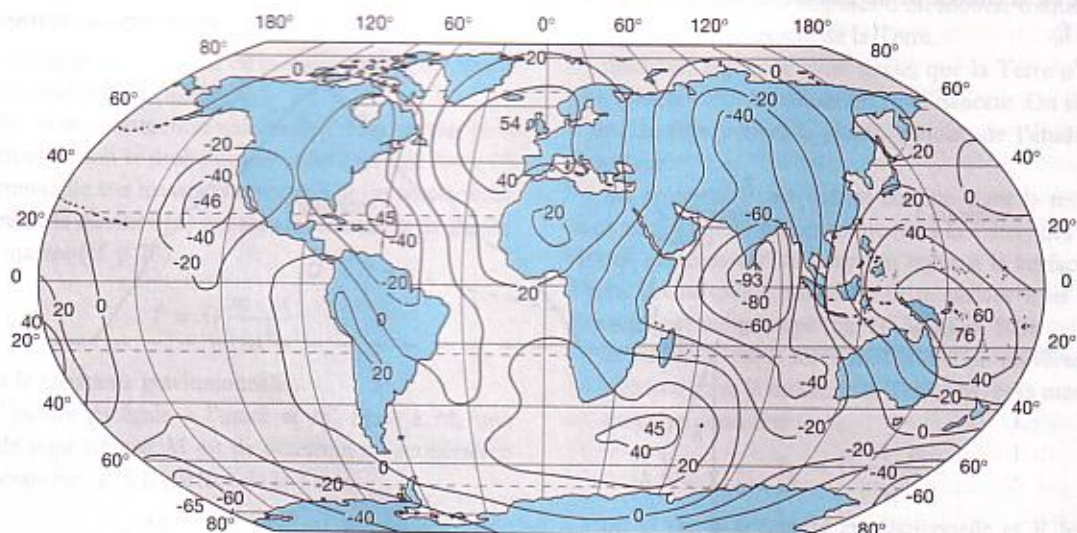


FIGURE 10.6. UNE REPRESENTATION CARTOGRAPHIQUE DU GÉOÏDE. Les courbes de niveau indiquent les écarts en mètres positifs ou négatifs par rapport à la surface de l'ellipsoïde de référence d'aplatissement 1/298,25.

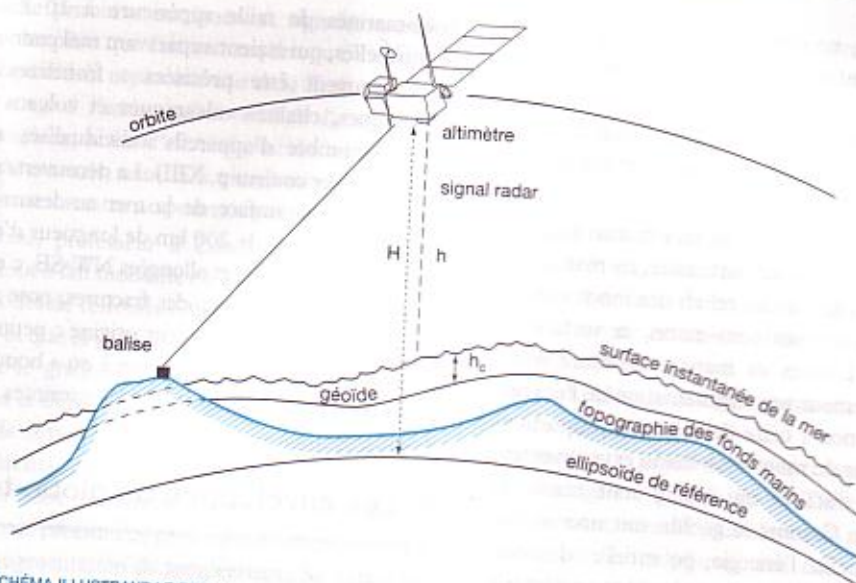


FIGURE 10.7. SCHÉMA ILLUSTRANT LE PRINCIPE DE LA MESURE DE LA HAUTEUR DE LA SURFACE DES OCÉANS PAR ALTIMÉTRIE SPATIALE. Commentaire dans le texte.

étudiant les trajectoires des satellites depuis plus de 25 ans. La mesure des déformations de la trajectoire permet de relier le mouvement du satellite au champ de forces auquel il est soumis ; elle donne ainsi accès au champ de pesanteur terrestre et donc à la forme de la Terre. La figure du cahier couleur (p. XII) représente les ondulations à grandes longueurs d'onde du géoïde terrestre précisées à partir de l'analyse des perturbations des trajectoires des satellites géodésiques. (Document GRGS, Toulouse, A. Cazenave et K. Feyl, 1994). L'amplitude relative des creux et des bosses, qui ne dépassent pas la centaine de mètres, a été considérablement majorée. On identifie clairement :

- deux grandes bosses, l'une centrée sur la Nouvelle-Guinée et affectant largement l'Ouest du Pacifique, l'autre s'étendant de l'Atlantique nord au Sud de l'Afrique.
- plusieurs creux, le principal d'entre eux correspondant à l'Asie et à l'océan Indien et où le minimum est situé au sud de l'Inde. Le continent antarctique et l'Amérique du nord autour de la baie d'Hudson sont également sur des creux du géoïde.

Ces ondulations du géoïde de grandes longueurs d'ondes (supérieures à 5 000 km) ne sont pas corrélées aux reliefs (montagnes, dorsales océaniques...) de la surface terrestre. Elles résultent des anomalies de masses localisées dans le manteau terrestre, elles mêmes liées aux circulations convectives qui affectent cette enveloppe profonde (cf. infra).

La méthode satellitaire précédente, fondée sur l'analyse des perturbations de trajectoire, se révèle inadaptée pour l'étude des anomalies à plus courtes échelles spatiales du champ de gravité causées par des contrastes de densité terrestres superficiels, situés dans la lithosphère et en surface.

Depuis les années 70, la géodésie a recouru à une nouvelle technique : l'*altimétrie satellitaire*. Les satellites altimétriques Géos 3 de la NASA en 1975, Seasat (États-Unis, 1978), Géosat (États-Unis, 1985), ERS 1 (Agence Spatiale Européenne, 1991), Topex Poséidon (France — États-Unis, 1992), grâce aux radars embarqués, mesurent très précisément leur altitude h au-dessus de la surface instantanée des océans (fig. 10.7). Le calcul (en temps différé) de l'altitude du satellite H au-dessus de l'ellipsoïde de référence (on utilise un système d'orbitographie mettant en jeu des balises) permet, par différence, d'obtenir la hauteur de la surface de l'océan par rapport à l'ellipsoïde. Des millions de points de mesure de la surface instantanée des océans ont été collectés à raison de 1 point tous les 10 km à la verticale de la trajectoire du satellite le long des traces sous-satellites, ces traces étant elles-mêmes espacées de 50 à 100 km.

La hauteur instantanée de la surface de l'océan $H-h$ est sous l'influence :

- de phénomènes océanographiques : marées, courants et tourbillons, variations du niveau marin dépendant des vents, de la pression atmosphérique, de la température, de la salinité de l'eau etc... Cette composante

océanographique h_c ne dépasse pas 1 à 2 m et reste petite par rapport au relief de la surface moyenne des mers.

- des facteurs géophysiques liés à l'inhomogénéité du champ de gravité, de telle façon que le niveau moyen des mers coïncide avec le géoïde.

Les variations de hauteur de la surface marine fournies par altimétrie satellitaire sont, en particulier, les marqueurs de l'influence gravitationnelle des reliefs des fonds océaniques. À l'aplomb d'un mont sous-marin, la surface de l'océan est bombée. L'excès de matière du mont sous-marin engendre localement une augmentation de l'énergie potentielle de gravitation ; cette dernière est proportionnelle à l'excès de masse du mont sous-marin et inversement proportionnelle à la distance qui sépare cette masse de la surface de l'océan. Comme le géoïde suit une surface d'équilibre sur laquelle l'énergie potentielle demeure constante, l'excès d'énergie causé par le mont sous-marin est nécessairement compensé par l'accroissement de la distance le séparant de la surface marine, d'où un bombement de cette surface. Le même raisonnement s'appliquant à un déficit de masse au fond de l'océan, à toute dépression du fond océanique correspond un creux de la surface océanique.

Ainsi, la surface des mers reflétant qualitativement la morphologie du fond océanique, sur les cartes altimétriques qui représentent le géoïde marin, en plus des reliefs de longueur d'onde supérieure à 5 000 km (cf. supra), apparaissent des signatures de longueur d'onde plus courte, directement corrélables avec les structures sous-marines liées à la tectonique des plaques. Les dorsales et plus particulièrement celles à taux d'expansion lent (nord-atlantique ; ouest-indienne) produisent sur le géoïde un bourrelet de 10 m qui se suit sur plusieurs milliers de kilomètres. Les zones de fractures (failles transformantes) engendrent des signatures en marches d'escalier de quelques mètres de hauteur sur 50 à 100 km. Au-dessus des volcans sous-marins, le géoïde présente également des bombements de quelques mètres. Par différence, au-dessus des fosses océaniques, le géoïde est marqué par des dépressions profondes de 10 à 20 m. La figure p. XIII du cahier couleur montre le planisphère représentant la surface moyenne du géoïde marin obtenue par altimétrie spatiale. On identifie aisément les principales morphostructures des fonds océaniques : dorsales, failles transformantes, alignements d'appareils volcaniques, fosses (GRGS Toulouse, A. Cazenave et K. Feyl, 1994).

Grâce à l'altimétrie satellitaire, on dispose aujourd'hui de cartes précises des hauteurs du géoïde marin, locales ou globales, qui révèlent toutes les structures géologiques

sous-marines de taille supérieure à 10 km. Beaucoup d'entre-elles, qui étaient auparavant mal connues ou inconnues, peuvent être précisées : frontières de plaques tectoniques, chaînes volcaniques et volcans sous-marins dont le nombre d'appareils individualisés a récemment doublé (cahier couleur p. XIII). La découverte d'ondulations régulières de la surface de la mer au-dessus du Pacifique central (linéations de 200 km de longueur d'onde et de 10 à 20 cm d'amplitude) et allongées NW-SE, c'est-à-dire obliques par rapport aux grandes fractures, pose aujourd'hui le problème, non résolu, de leur origine : petits rouleaux de convection dans l'asthénosphère ? ou « boudinage » tectonique de la plaque soumise à des contraintes horizontales ?

2. Les enveloppes du globe terrestre

2.1 APERÇU HISTORIQUE

La connaissance de la constitution de l'intérieur de la Terre a, très longtemps, souffert de l'absence de données d'observation ou de mesures. Ainsi, comprend-on que pour les Anciens, il était raisonnable de prolonger vers les profondeurs du globe ce que l'on connaissait de la surface terrestre.

Au XVIII^e siècle, Buffon présume encore, dans sa *Théorie de la Terre* que « L'intérieur de la Terre est rempli d'une matière vitrifiée dont la densité est à peu près la même que celle du sable, et que, par conséquent, le globe terrestre, en général, peut être regardé comme homogène ».

En 1798, Cavendish, après avoir mesuré expérimentalement la constante gravitationnelle G (cf. p. 350), en déduit une densité moyenne de la Terre quasiment double de celle du granite et conclut que, contrairement à la pensée de Buffon, l'intérieur de la Terre est plus dense que les enveloppes superficielles.

Au XIX^e siècle, l'état de l'intérieur de la Terre sous la croûte solide est l'objet de controverses : solide ou liquide ? Cette question est liée aux vives divergences de l'époque sur l'existence du « feu central » et sur l'âge de la Terre. Dans la première moitié de ce siècle, il est en effet courant d'admettre que la Terre primitive est une sphère chaude et liquide ; son refroidissement à partir de sa surface entraîne la contraction de ses couches superficielles et donc le plissement visible dans les chaînes de montagnes. L'intérieur, toujours liquide, constitue le réservoir de magma des volcans. Cette théorie présente alors le double avantage d'être en accord, d'une part, avec l'augmentation de température que l'on note en descendant dans les mines, d'autre part, avec la pensée des géologues plutonistes pour

qui toute roche primitive est ignée. À signaler toutefois l'objection d'Ampère qui fait remarquer que « ceux qui admettent la liquidité du noyau intérieur de la Terre, paraissent ne pas avoir songé à l'action qu'exercerait la Lune sur cette énorme masse liquide, action d'où résulterait des marées analogues à celles de nos mers, mais bien autrement terribles »... et qu'ainsi, l'écorce terrestre ne pourrait y résister.

W. Hopkins, professeur à Cambridge, apporte une contribution tout à fait moderne en soulignant que les deux principaux modes de refroidissement sont la conduction et la convection et que la prédominance de l'un ou de l'autre (dont dépend le gradient thermique) à l'intérieur de la Terre, est sous la dépendance de la viscosité du fluide. La température de fusion étant par ailleurs contrôlée par la pression, différents modèles de constitution interne du globe terrestre sont envisageables selon que l'effet de l'augmentation de pression en profondeur l'emporte ou pas sur celui de l'augmentation de température. Se basant sur des données astronomiques, il privilégie le modèle d'une Terre à croûte épaisse (plus de 1 500 km) avec un intérieur fluide et, peut-être, un noyau solide en indiquant que les volcans ne sont pas alimentés par un océan de magma souterrain, mais par des « lacs » de matériaux en fusion de dimensions restreintes et situés dans la croûte.

Les connaissances sur les mouvements de la Terre et sur les marées amenèrent Kelvin, élève de W. Hopkins, à proposer un modèle de Terre entièrement solide « aussi rigide que l'acier ». Calculant le temps de refroidissement par simple conduction du globe solide, à partir de 1 200° (température du magma basaltique), il trouve que 9 millions d'années permettent d'obtenir la valeur du gradient géothermique actuel qu'il s'était fixé à 3,7 °C par 100 m.

La fin du XIX^e siècle est marquée par le modèle de Terre à deux couches de densités différentes proposé par Wiechert : un noyau de fer entouré d'un manteau de silicates. Selon ce modèle, l'augmentation de densité, en allant de l'extérieur vers le centre de la Terre, plus qu'à l'accroissement de la compression, est due au changement de composition chimique. Par ailleurs, la proposition d'un noyau en fer, de densité élevée, est en accord avec la connaissance que l'on a déjà des météorites recueillies, particulièrement riches en fer.

1889, R. Paschwitz ouvre une voie féconde à l'auscultation de la Terre. Lisant le compte rendu du tremblement de terre de Tokyo du 18 avril de cette année et après calcul, il met en rapport ce séisme avec le signal observé sur les pendules horizontaux de l'observatoire de Potsdam et de Wilhelmshaven destinés à mesurer les mouvements de la surface du sol : le mouvement enregistré provient de la

propagation à travers le globe terrestre des ondes élastiques émises par le séisme de Tokyo. C'est là le premier enregistrement d'un télé-séisme. Depuis, les apports de la sismologie à la connaissance de l'intérieur de la Terre se sont révélés essentiels :

- retard à l'arrivée des ondes secondaires (S) pour des distances angulaires supérieures à 120-130° ; Oldham (1906) en déduit que la propagation de ces ondes au cours de leurs parcours a été freinée lors de la traversée du noyau en raison d'un changement de propriété physique.
- profondeur de la limite noyau-manteau fixée à 2 900 km par Gutenberg en 1912.
- fluidité du noyau tirée de la comparaison entre la moindre rigidité globale de la Terre déduite des marées terrestres et celle plus élevée du manteau déduite de la vitesse de la propagation des ondes sismiques, par Jeffreys (1926).
- mise en évidence de la discontinuité sismologique entre noyau externe liquide et noyau interne (ou graine) solide par Lehmann en 1936.

Aujourd'hui, les modèles sismologiques de la Terre ne cessent d'être précisés grâce à des mesures améliorées et très abondantes. Aux côtés d'autres modèles fondés sur la nature des matériaux des diverses enveloppes ou sur les échanges thermiques entre celles-ci, ils ne cessent d'évoluer en s'adaptant aux faits et informations de la géologie, de la géophysique, de la géodésie et de la physique des minéraux.

2.2 L'AUSCULTATION SISMIQUE DE LA TERRE

Les mesures des temps d'arrivée et l'analyse de la propagation des trains d'ondes engendrés par les tremblements de terre ou séismes, fournissent les données de base pour la compréhension de la structure interne du globe terrestre.

2.2.1 GÉNÉRALITÉS

La *sismologie* (ou *séismologie*) est l'étude des tremblements de terre. Son but est double :

- prévoir les séismes. À l'heure actuelle, on cerne correctement les régions à risques élevés, mais aucune méthode fiable n'est encore disponible pour prédire le moment et l'endroit où se produira un tremblement de terre d'intensité attendue.
- étudier les enveloppes du globe terrestre et leur dynamique.

Un séisme est un mouvement bref du sol (de quelques secondes à quelques dizaines de secondes) engendré par

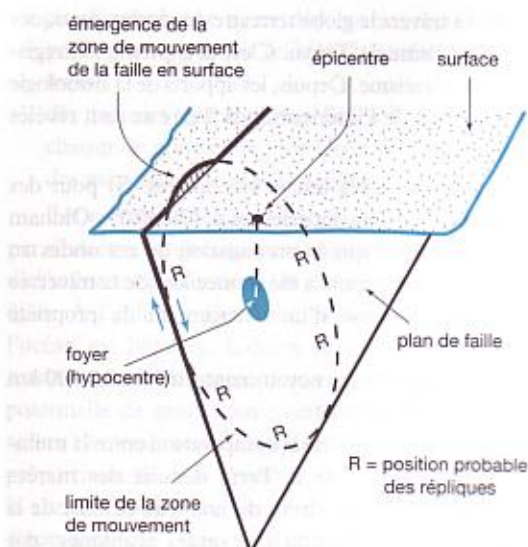


FIGURE 10.8. SCHÉMA DES RAPPORTS ENTRE ZONE DE MOUVEMENT D'UNE FAILLE (ICI FAILLE NORMALE), Foyer SISMIQUE, EPICENTRE ET POSITIONS FOCALES POSSIBLES DES RÉPLIQUES.



a. Région de l'épicentre du séisme de Loma Prieta du 17 octobre 1989

l'arrivée en surface d'ondes élastiques transmises dans le globe depuis un point de rupture nommé hypocentre, source ou foyer. L'épicentre est le point de la surface situé à la verticale du foyer (fig. 10.8).

À l'origine d'un séisme naturel, il y a le jeu d'une faille (cassure avec déplacement relatif de deux compartiments) lorsqu'en un endroit donné, les contraintes dépassent la résistance mécanique des roches. De part et d'autre de la cassure, les mouvements des masses rocheuses permettent le relâchement des contraintes accumulées. La partie du plan de faille concernée est relativement limitée, de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de km². Le mouvement relatif des compartiments est maximal à l'endroit du foyer et s'annule en périphérie (fig. 10.8).

Une secousse sismique est rarement isolée. Elle peut être précédée d'événements mineurs nommés précurseurs. Elle est généralement suivie (durant plusieurs jours ou plusieurs semaines) d'événements qui diminuent progressivement en importance et en fréquence : les répliques.

Dans une région donnée sous contrainte (frontière entre deux plaques par exemple), les séismes ont tendance à se déplacer vers les secteurs où les contraintes continuent à s'accumuler, engendrant, par relais de sites de rupture successifs, une faille majeure. Une fois formée, celle-ci devient une surface de faiblesse de la région sur laquelle les séismes tendent à se manifester, en un endroit puis dans un autre. Au cours du temps, toutes les parties de la faille finissent par bouger ; le cycle d'activité recommence et se manifeste tant que l'état de contrainte local est maintenu par la dynamique interne terrestre (fig. 10.9).

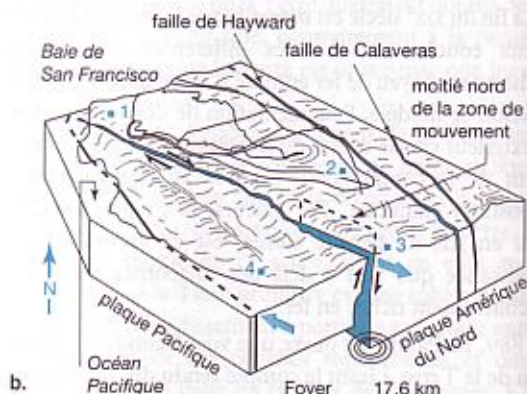


FIGURE 10.9. LE SÉISME DE LOMA PRIETA DU 17 OCTOBRE 1989, EN CALIFORNIE. a : situation de la région de l'épicentre sur la faille de San Andreas. b : représentation en bloc-diagramme simplifié ; 1 : San Francisco ; 2 : San Jose ; 3 : Loma Prieta ; 4 : Santa Cruz. Le foyer était à 17,6 km de profondeur. Le mouvement produit sur la faille avait une composante décrochante dextre de $1,9 \pm 0,2$ m et une composante inverse de $1,3 \pm 0,4$ m. L'essentiel de ce mouvement a été absorbé à 10 km de profondeur, de sorte qu'en surface n'ont été observés que de faibles déplacements.

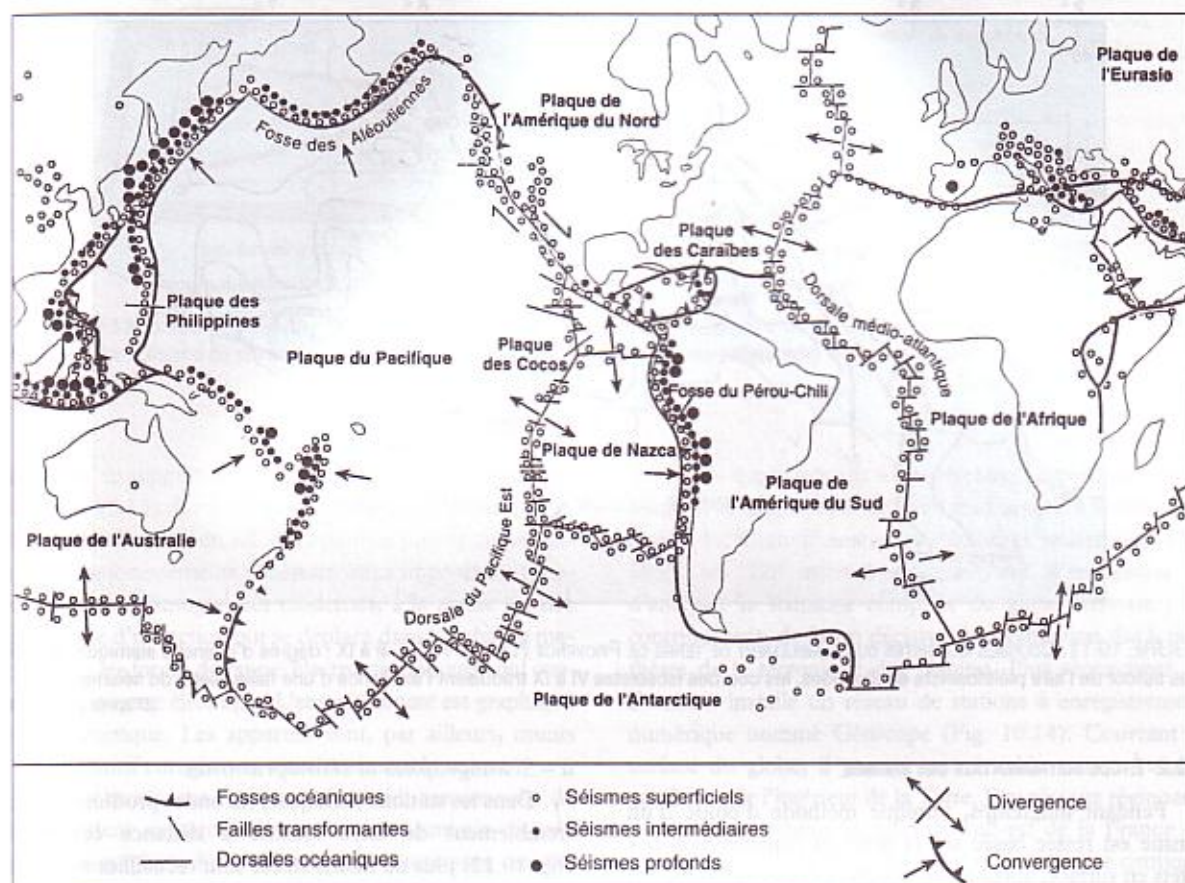


FIGURE 10.10. RÉPARTITION DE LA SISMICITÉ À LA SURFACE DE LA TERRE. (Voir aussi dans le cahier couleur p. XVI).

Les causes des tremblements de terre sont variées. À l'origine des *séismes naturels*, on trouve la formation ou le rejeu d'une faille (séisme d'origine tectonique) l'injection et le déplacement de magmas (séismes volcaniques). Certaines réalisations de génie civil, comme la mise en eau d'une importante retenue, peuvent être les facteurs déclenchants de *séismes induits*. Les *séismes artificiels*, à base d'explosions ou de vibrations, sont mis en œuvre à des fins appliquées (prospection pétrolière) ou scientifiques.

Les foyers des séismes, toujours situés dans la lithosphère (enveloppe solide et fragile la plus externe du globe) se répartissent à plus ou moins grande *profondeur*. Fondée sur cette dernière, une classification distingue :

- des *séismes superficiels* (ce sont les plus fréquents) dont la profondeur des foyers est comprise entre 0 et 70 km. Ils se répartissent sur l'axe des dorsales océaniques, dans les chaînes de montagnes récentes du cycle alpin et le long des grandes fractures continentales.

- les *séismes intermédiaires* (60 à 300 km) et des *séismes profonds* (300 à 700 km) liés le plus souvent à la subduction de la lithosphère océanique dans les régions circum-pacifiques.

La répartition géographique des épicentres des séismes à la surface du globe terrestre n'est pas quelconque (fig. 10.10). Elle se fait en suivant les grandes structures actives que sont :

- les axes des dorsales océaniques et les grands rifts continentaux (est-africain par exemple) ;
- les cordillères et les arcs insulaires péri-pacifiques dans lesquels plus de 80 % de l'énergie sismique totale sont libérés ;
- la ceinture orogénique alpine qui se déroule selon une direction latitudinale, de Gibraltar à la Birmanie.

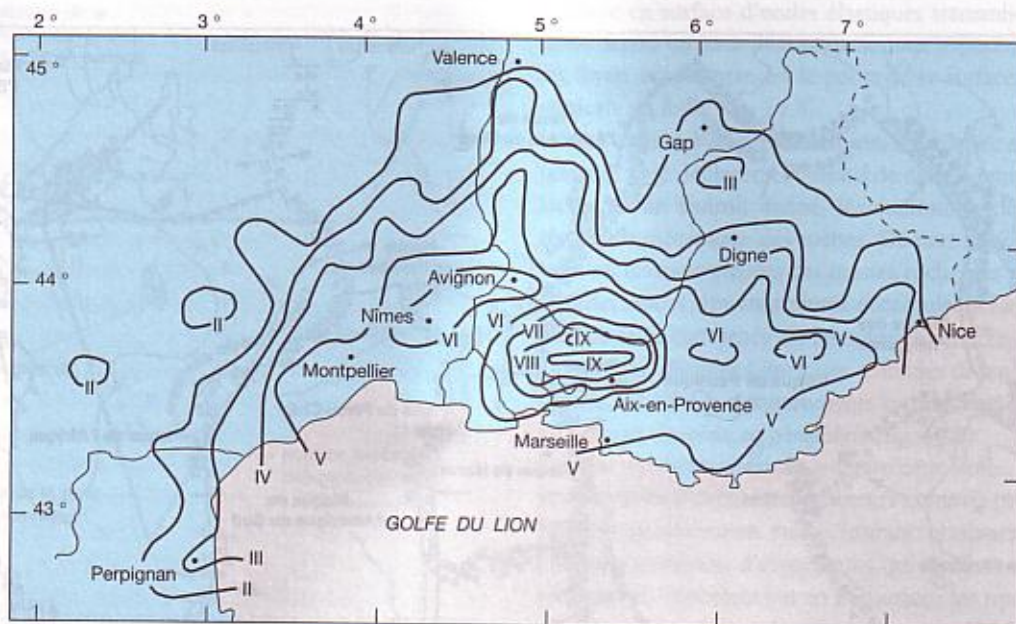


FIGURE 10.11. COURBES ISOSEISTES DU TREMBLEMENT DE TERRE DE PROVENCE (11 JUIN 1909). II à IX : degrés d'intensité sismique. Resserées autour de l'aire pléistossiste et allongées, les courbes isoséistes VI à IX traduisent l'existence d'une faille, siège du séisme.

(D'après J.P. Rothé).

2.2.2 ÉTUDE INSTRUMENTALE DES SÉISMES

Pendant longtemps, l'unique méthode d'étude d'un séisme est restée basée sur la prise en considération des effets en surface, après enquête auprès des populations. La référence en est une échelle d'intensité macrosismique à XII degrés : échelle d'intensité de Mercalli modifiée (version 1956) puis *échelle macrosismique d'intensité MSK* (Medvedev, Sponheuer et Karnik, 1964). Selon cette dernière, ce sont les effets sur les personnes, les structures et les sites qui déterminent, en un endroit donné, l'intensité de la secousse. Par exemple, au degré V, les dormeurs sont réveillés ; avant, ils ne le sont pas. À partir du degré VI, les maisons commencent à se fissurer. Au degré XII, le plus élevé, toutes les constructions humaines sont détruites et la topographie est bouleversée.

Après un tremblement de terre et après enquête, il est possible de dessiner les lignes isoséistes, d'égal degré d'intensité sismique, enveloppant une aire pléistossiste d'intensité maximale qui renferme l'épicentre. La forme souvent allongée de cette dernière, renseigne sur la direction de la faille ayant joué à plus ou moins grande profondeur (fig. 10.11).

L'échelle d'intensité sert principalement aujourd'hui à la caractérisation des séismes passés (et, par déduction, à celle du risque sismique d'une région donnée) connus au travers des relations historiques.

a - Sismographes et sismogrammes

Dans les stations sismiques, les ondes produites par un tremblement de terre localisé à distance épicentrale (fig. 10.12) plus ou moins élevée sont recueillies au moyen de sismographes qui les enregistrent sous forme de sismogrammes.

Le sismographe est conçu selon un principe simple : il s'agit d'un pendule à forte inertie, relié avec un seul degré de liberté (un axe de rotation) à un support solide du sol et de ses mouvements. Lors de l'arrivée d'un train d'ondes

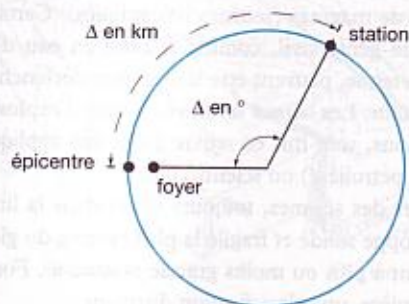


FIGURE 10.12. DISTANCE ÉPICENTRALE (Δ) SÉPARANT L'ÉPICENTRE DU SÉISME D'UNE STATION SISMIQUE. Elle s'exprime en valeur angulaire ou en km (en surface, 1° correspond à 111,105 km).

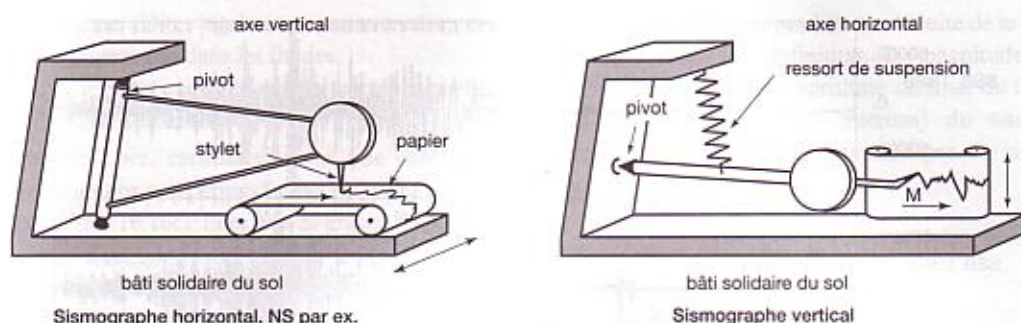


FIGURE 10.13. SCHÉMA DU PRINCIPE D'UN SISMOGRAPHE HORIZONTAL ET D'UN SISMOGRAPHE VERTICAL. Lors de l'arrivée du train d'ondes d'un séisme, le bâti solide du sol se déplace alors que la masse M du pendule reste initialement immobile, à cause de son inertie.

(D'après C. Pomerol et M. Renard, 1995).

sismiques, le support se déplace mais pas la masse du pendule (fig. 10.13). Le mouvement différentiel dépend de la période de vibration du sol, de la période propre du pendule et des amortissements nécessairement imposés au système. Dans les sismographes modernes, la masse est liée à une bobine d'induction qui se déplace dans un champ magnétique : les forces de rappel électromagnétiques sont converties en courant électrique. L'enregistrement est graphique et/ou numérique. Les appareils sont, par ailleurs, munis d'un dispositif enregistrant simultanément le temps.

Pour obtenir une représentation tridimensionnelle de l'ébranlement sismique, chaque station sismique dispose de 3 sismographes, chacun d'entre eux enregistrant une des 3 composantes du mouvement : N-S, E-W et verticale.

Aujourd'hui, les stations sismiques équipées d'appareils

standards appartiennent à des réseaux. Le premier réseau mondial installé à partir de 1960 était destiné à la détection et à la localisation des essais nucléaires souterrains. Dès 1965, ses 128 instruments permirent d'enregistrer et d'analyser la sismicité complète du globe terrestre ; ils contribuèrent, de façon décisive, à la validation des hypothèses de la tectonique des plaques. Plus récemment, la France a installé un réseau de stations à enregistrement numérique nommé Géoscope (Fig. 10.14). Couvrant la surface du globe, il permet un véritable examen tomographique de l'intérieur de la Terre. Des réseaux régionaux — comme le réseau Sismalp du sud-est de la France — servent au suivi et à la caractérisation de l'activité sismique de parties actives du territoire.

En permanence et notamment en l'absence d'évène-

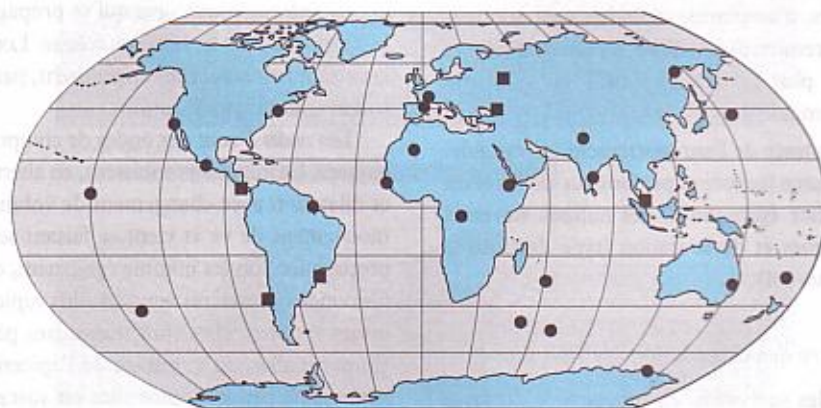


FIGURE 10.14. RÉPARTITION EN 1992 DES STATIONS DU RÉSEAU SISMOLOGIQUE MONDIAL GÉOSCOPE. Les cercles désignent les stations opérationnelles, les carrés, les stations en projet. Chaque station, équipée de 3 sismographes, enregistre les mouvements du sol liés aux séismes dans les 3 directions E-W, N-S et verticale.

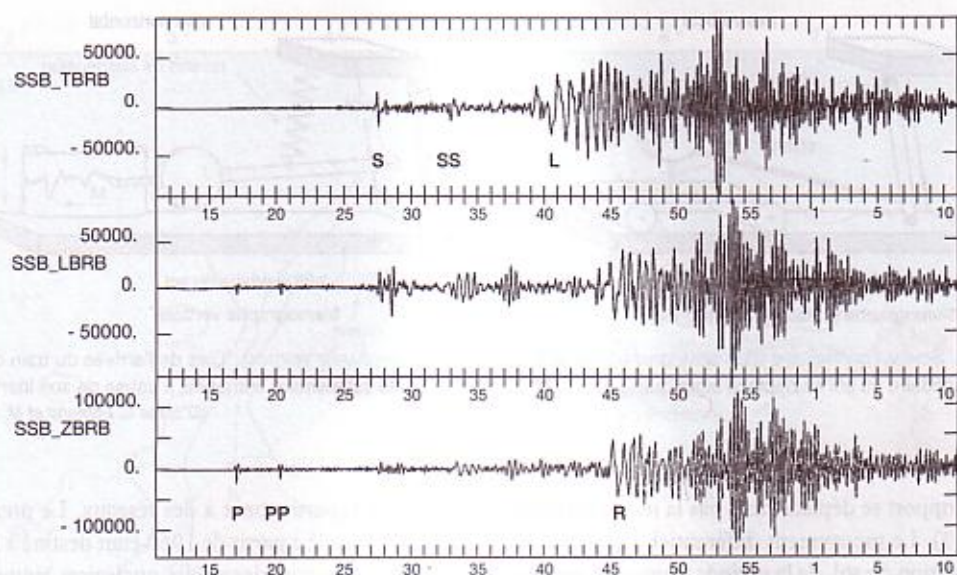


FIGURE 10.15. SISMOGRAMMES DU SÉISME DE SANTA CRUZ (CALIFORNIE, 17 OCTOBRE 1989) ENREGISTRÉS PAR LA STATION SAINT-SAUVEUR-EN-RUE (PRÈS DE SAINT ETIENNE, FRANCE) DU RÉSEAU GÉOSCOPE. Les traces représentent, de haut en bas, les composantes transversale, longitudinale et verticale du mouvement du sol. Le premier train d'ondes, à gauche sur les trois composantes, correspond aux ondes de volume premières P, suivies d'ondes PP (réfléchies une fois sur la surface). Le deuxième train est celui des ondes secondes S suivies également d'ondes SS réfléchies. Le train de forte amplitude est celui des ondes de surface parmi lesquelles sont distinguées les ondes de Love L et les ondes de Rayleigh R. Le temps est indiqué en minutes.

ments sismiques, l'enregistrement ou sismogramme (fig. 10.15) révèle une agitation microsismique (bruit de fond) liée aux éléments naturels (vents, houle marine...) et à l'activité humaine (usines, trafic routier ou ferroviaire...).

Après un tremblement de terre, le sismogramme porte la marque de l'arrivée successive de plusieurs trains d'ondes :

- les deux premiers, d'amplitude moindre, sont nommés *ondes P* (ondes premières) et *ondes S* (ondes secondes) ;
- le troisième, de plus grande amplitude est celui des *ondes L* (ondes longues).

Dans le détail, la trace de l'enregistrement est variable. Elle dépend de la source (nature et profondeur du foyer du séisme), de la distance épicentrale, des milieux traversés par les ondes sismiques et de la station (type des instruments, nature du sous-sol).

b - Origine et nature des diverses ondes sismiques

Les trains d'ondes successifs, en provenance du foyer du séisme et recueillis sur le sismogramme, se sont propagés à travers les matériaux du globe terrestre. Chaque particule des milieux traversés oscille autour de sa position d'équilibre, alors que le mouvement et l'énergie libérée se transmettent d'une particule à l'autre sur de longues

distances. Le *front d'ondes* est la surface qui sépare les particules entrées en vibration de celles qui ne vibrent pas encore. Les *rais sismiques* sont les trajectoires orthogonales aux fronts d'ondes.

Lors d'un tremblement de terre, deux types d'ondes élastiques sont émis simultanément : des *ondes de compression* et des *ondes de cisaillement* qui se propagent à l'intérieur de la Terre. Ce sont les *ondes de volume*. Lorsqu'elles atteignent la surface terrestre, elles engendrent, par interférence constructive, des *ondes de surface*.

Les *ondes P* sont des ondes de compression. Lors de leur passage, les matériaux subissent, en alternance, compression et dilatation avec changement de volume (fig. 10.16a). Le mouvement de va et vient se faisant selon la direction de propagation, on les nomme également, *ondes longitudinales*. Ces ondes premières sont les plus rapides. Analogues aux ondes sonores, elles sont transmises par tous les milieux. En particulier, au voisinage de l'épicentre, et après émergence, une partie d'entre elles est susceptible d'être transmise par l'air et d'être entendue comme un bruit sourd.

Les *ondes S* sont des ondes de cisaillement. Elles impriment aux particules des milieux solides des déplacements perpendiculaires à la direction de propagation de l'onde (fig. 10.16b). Chaque élément subit une distorsion sans

changer de volume. Dites également transversales, ces ondes ne se propagent pas dans les fluides.

Les ondes *L* sont les ondes de surface parmi lesquelles on distingue successivement :

- les ondes de Love, caractérisées par une oscillation dans un plan horizontal perpendiculaire à la direction de propagation (fig. 10.16c). Elles sont de grande amplitude.
- les ondes de Rayleigh provoquant sur leur passage une oscillation dans un plan vertical, avec mouvement elliptique des particules rétrograde (au sommet de l'ellipse) par rapport au sens de propagation (fig. 10.16d).

c - Informations fournies par les sismogrammes

Magnitude d'un séisme. Elle est déduite de la lecture des sismogrammes. Par définition, la magnitude (Richter, 1935) est, en effet, le logarithme décimal de l'amplitude maximale des ondes (en microns) du sismogramme enregistré à 100 km de l'épicentre par un sismographe normalisé. Sa formulation s'écrit :

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + q(\Delta, h) + a$$

où *A* est le maximum d'amplitude des ondes (exprimée en 10^{-6} m), *T* la période (en secondes) des ondes, *q* une fonction correctrice de la dimension de l'amplitude des

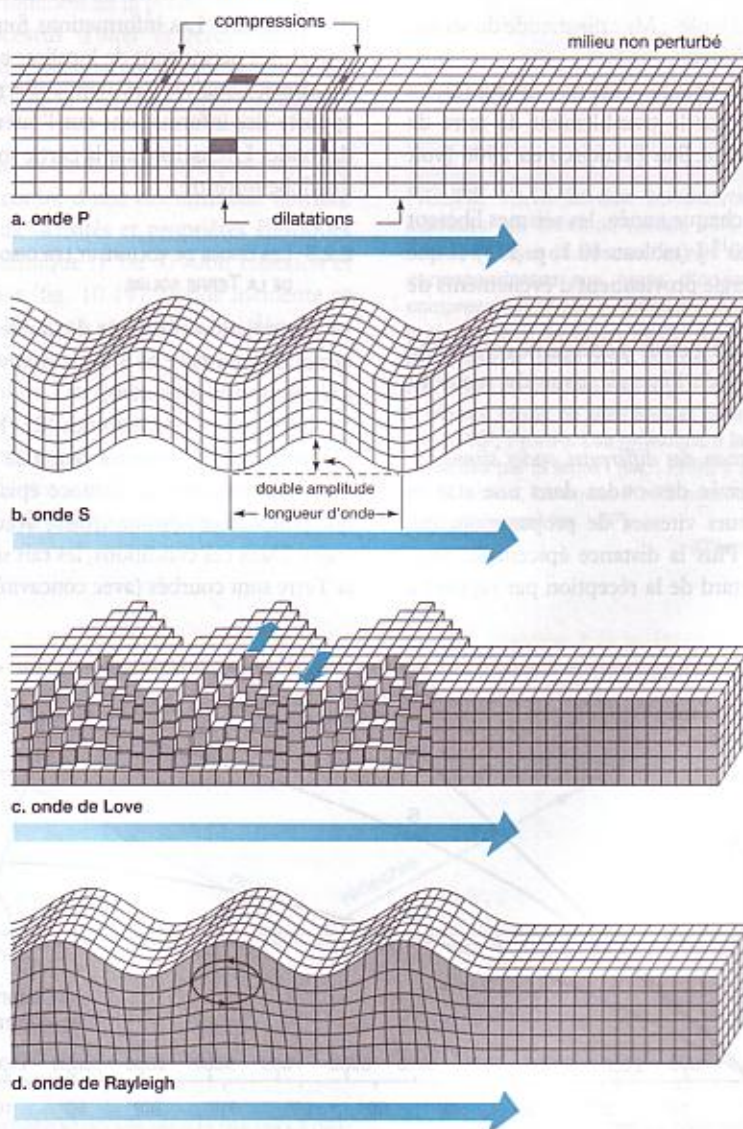


FIGURE 10.16. SCHEMA REPRESENTANT LA DEFORMATION DES ROCHES PRES DE LA SURFACE, LORS DU PASSAGE DE QUATRE TYPES D'ONDES SISMQUES. Commentaire dans le texte. (D'après B.A. Bolt, 1978).

ondes en fonction de la distance épacentrale Δ et de la profondeur h du foyer, et a une constante empirique. La classification des séismes selon leurs magnitudes est donnée par l'échelle de Richter. Les dégâts apparaissent avec les séismes de degré 5. Les plus grands séismes ont des magnitudes $> 8,5$. Le tremblement de terre de plus forte magnitude ressenti durant ce siècle s'est produit au Chili en 1960. De degré 9,5 sur l'échelle de Richter, il s'est manifesté sur une faille de plus de mille kilomètres de longueur.

Énergie dissipée lors d'un séisme. Elle est liée à la magnitude par la relation empirique :

$$\log E = 1,5 M_L + 4,8$$

avec : E : énergie libérée en joules ; M_L : magnitude du séisme déterminée à partir des ondes de surface.

On a pu évaluer à 10^{17} joules l'énergie de contrainte dissipée en 60 secondes par le tremblement de terre de magnitude 8,25 qui détruisit San Francisco en 1906 (voir aussi p. 373).

On estime aussi que chaque année, les séismes libèrent une énergie totale de $3 \cdot 10^{19}$ J (tableau 10.1, p. 373) et que près de 80 % de cette énergie proviennent d'événements de magnitude $> 7,9$.

Cette libération sismique globale d'énergie ne correspond cependant qu'à 1/1000^e de l'énergie issue du manteau terrestre.

La vitesse de propagation des différentes ondes sismiques. L'étude des temps d'arrivée des ondes dans une station donnée renseigne sur leurs vitesses de propagation, qui sont de quelques km/s. Plus la distance épacentrale augmente, plus grandit le retard de la réception par rapport à

l'instant du séisme (fig. 10.17). Le temps de propagation des ondes L est proportionnel à cette distance : leurs vitesses constantes (environ 4,4 km/s pour les ondes de Love ; environ 4 km/s pour les ondes de Rayleigh) sont celles d'ondes de surface qui ne changent pas de milieu (du moins en première approximation). Par différence, les temps d'arrivée des ondes de volume P et S varient avec la distance épacentrale de telle sorte qu'ils prennent de l'avance avec son accroissement. Cela signifie qu'au cours de leurs trajets, ces ondes traversent des milieux aux caractéristiques (rigidité, degré de compressibilité) différentes. À noter qu'en une station donnée, le temps qui sépare les arrivées des ondes P et S permet de calculer la distance qui la sépare de l'épicentre. Les informations fournies par trois stations différentes permettent de localiser cet épicentre.

Ainsi, l'analyse des temps d'arrivée des ondes P et S apporte des informations sur l'intérieur de la Terre, celle des ondes L renseigne sur la partie solide la plus superficielle du globe terrestre.

2.2.3 LES ONDES DE VOLUME ET LES DISCONTINUITÉS INTERNES DE LA TERRE SOLIDE

La variation constatée de la vitesse de propagation des ondes de volume P et S est la preuve que le globe terrestre a une constitution hétérogène.

Les courbes hodochrones (fig. 10.17) des ondes P et S signalent que la vitesse moyenne de propagation de ces ondes augmente avec la distance épacentrale. Cela nécessite que leur vitesse absolue croisse avec la profondeur de leur trajet. Dans ces conditions, les rais sismiques qui traversent la Terre sont courbés (avec concavité tournée vers la surface

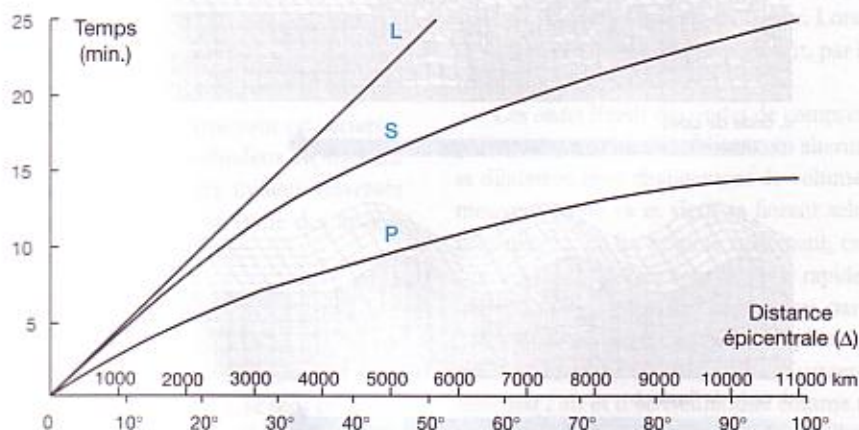


FIGURE 10.17. HODOGRAPHE. Les hodochrones (ou courbes de propagation) représentent les temps d'arrivée des différentes ondes sismiques à la station d'enregistrement, en fonction de la distance épacentrale Δ exprimée en degrés et en kilomètres.

terrestre) comme les rayons lumineux traversant un milieu dont l'indice de réfraction varie (fig. 10.18). Le temps d'arrivée des ondes de volume à une station située à une distance épicentrale D de la source dépend donc du type d'onde (P ou S), des vitesses de propagations aux différentes profondeurs des parties traversées par ces ondes et du nombre de réflexions ou réfractions subies.

Déchiffrer la structure interne du globe terrestre revient, en sismologie, à identifier les différentes phases du sismogramme avec les ondes réfléchies ou réfractées sur les discontinuités. Cette identification dépend de la connaissance, *a priori*, des discontinuités et de celle de la vitesse de chaque type d'onde en fonction de la profondeur. Ce n'est qu'après un long processus d'aller et retour entre les nombreuses données des sismogrammes et les modèles préliminaires de l'intérieur de la Terre que l'on a pu atteindre cette connaissance.

À l'image de ce qui se produit en optique pour une onde lumineuse, à l'encontre d'une discontinuité (surface séparant des milieux aux densités et propriétés élastiques différentes) une onde sismique (P ou S) subit réflexion et réfraction. En particulier (fig. 10.19), l'onde incidente se déplaçant à la vitesse V_1 dans son milieu de départ, se réfracte dans un milieu où sa vitesse de propagation V_2 est plus élevée. Selon la loi de Descartes, il existe un angle i_c limite tel que $\sin i_c = V_1 / V_2$, pour lequel le rai de l'onde réfractée se propage dans le milieu de vitesse V_2 au long de la discontinuité avant de ressortir dans le milieu de vitesse V_1 avec le même angle i_c . L'onde correspondant à ce rai est nommée *onde conique*.

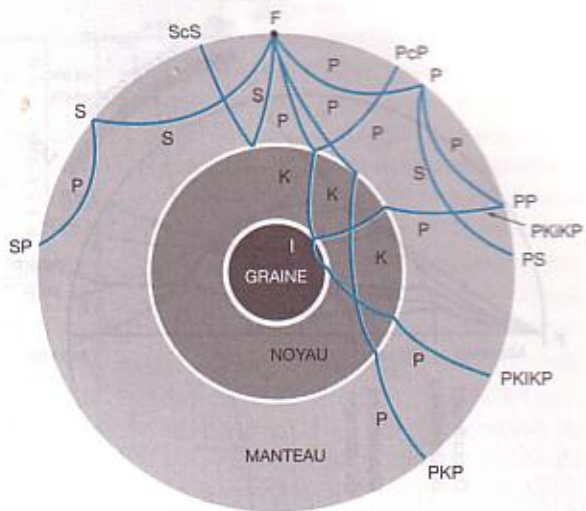


FIGURE 10.18 SCHÉMA REPRÉSENTANT LES TRAJETS DES RAIS SISMQUES DES ONDES DE VOLUME D'UN SÉISME À L'INTÉRIEUR DE LA TERRE. F : foyer du séisme. Les rais sont désignés par les lettres correspondantes aux types d'ondes (P : longitudinales ou compressives ; S : cisailantes ou transversales). Les réflexions à la surface sont signalées par des répétitions de la lettre (ex. : PP) ; les réflexions sur la limite manteau-noyau le sont par la lettre c (ex. : PcP) ; la traversée du noyau liquide est indiquée par la lettre K (Kem = noyau en allemand) et celle de la graine par la lettre I (ex. : PKP, PKiKP). Les réflexions à la surface de la graine sont signalées par la lettre i (ex. : PKiKP). À la faveur d'une réflexion ou réfraction, les ondes P et S peuvent se transformer en S et P respectivement (ex. : SP).

(D'après J.-P. Poirier, 1991, modifié).

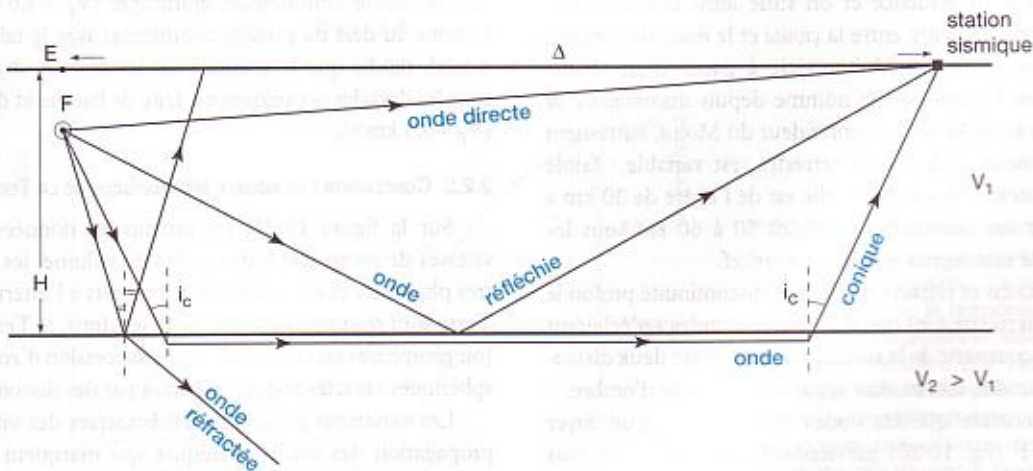


FIGURE 10.19 SCHÉMA REPRÉSENTANT LES TRAJETS DES ONDES DIRECTE, RÉFLÉCHIE, RÉFRACTÉE ET CONIQUE DANS DEUX MILIEUX OÙ LEURS VITESSES V_1 ET V_2 SONT DIFFÉRENTES ($V_2 > V_1$). F : foyer du séisme ; E : épicentre du séisme ; H : épaisseur du milieu transmettant les ondes à la vitesse V_1 ; Δ : distance épicentrale de la station sismique.

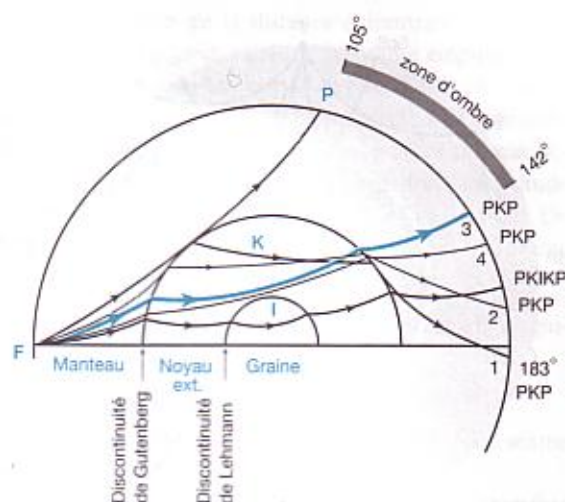


FIGURE 10.20. ZONE D'OMBRE CRÉÉE PAR LE NOYAU TERRESTRE. F : foyer du séisme. Les rais sismiques des ondes P émergents sont désignés par les lettres conformément à la logique indiquée sur la figure 10.18. Commentaire dans le texte.

Au-delà d'une distance épacentrale Δ minimale – laquelle dépend de la profondeur H de la discontinuité et du rapport V_1 / V_2 – l'onde conique arrive à la station avant l'onde directe en fonction de sa vitesse de propagation plus élevée sur une partie de son parcours. La connaissance des temps d'arrivée des ondes directe, réfléchie et conique, en fonction de la distance épacentrale Δ , permet de calculer V_1 , V_2 et H .

On met en évidence et on situe ainsi une première discontinuité majeure entre la *croûte* et le *manteau* terrestre. Définie en 1909 par Mohorovicic à partir d'un séisme survenu en Croatie, on la nomme depuis *discontinuité de Mohorovicic* ou *Moho*. La profondeur du *Moho*, autrement dit l'épaisseur de la croûte terrestre, est variable : faible sous les océans (8 à 10 km), elle est de l'ordre de 30 km à l'intérieur des continents et atteint 50 à 60 km sous les chaînes de montagnes jeunes à fort relief.

Réflexions et réfractions sur une discontinuité profonde du globe terrestre font que des phases d'ondes « n'éclairent » pas une couronne de la surface terrestre entre deux distances épacentrales, faisant ainsi apparaître une zone d'ombre.

On constate que les ondes P provenant d'un foyer sismique F (fig. 10.20) parviennent directement en tous points de la surface terrestre situés à une distance épacentrale $\Delta < 105^\circ$. Le rai sismique de l'onde P directe émergeant à $\Delta = 105^\circ$ est tangent au noyau. Le rai d'incidence immédiatement supérieure après réfraction pénètre dans le noyau, en ressort par réfraction et émerge (onde PKP) à la

distance 183° (rai 1). Après, les rais incidents toujours plus inclinés vers le centre de la Terre, émergent à des distances moindres (rai 2), jusqu'à 142° (rai 3). Les rais d'angles d'incidence encore plus grande « rebroussement chemin » (rai 4) déterminant ainsi une zone d'ombre entre 105° et 142° . Cette zone d'ombre met en évidence, à 2 900 km de profondeur, la *discontinuité de Gutenberg* qui sépare le *manteau* du *noyau* terrestre.

De façon semblable, on situe à 5 150 km de profondeur la *discontinuité de Lehmann* entre *partie externe* du *noyau* terrestre et *graine*.

Pour des distances épacentrales supérieures à 142° , on ne reçoit pas d'ondes S à vitesse moyenne normale. On a ainsi acquis la certitude que le noyau ne transmet pas les ondes transversales S. Cette propriété étant celle des liquides, on admet que la *partie externe* du *noyau* a un *comportement de liquide*, alors que la *graine*, par différence, a de nouveau un *comportement de solide*.

2.2.4 L'APPORT DES ONDES DE SURFACE À LA CONNAISSANCE DE LA CROÛTE TERRESTRE

L'étude de la propagation des ondes L à la surface de la Terre a permis, avant que ne soient utilisées les ondes P et S, de distinguer *croûte continentale* et *croûte océanique*. Elles se propagent en effet plus rapidement lors de la traversée des océans, plus lentement lors de celle des continents.

Ainsi supposait-on très tôt que la croûte des océans (et d'abord du Pacifique) n'était pas de nature granitique. Cette différence majeure fut plus tard établie, d'une manière définitive, grâce à la sismologie expérimentale qui montra que la croûte continentale granitique ($V_p = 5,6$ km/s) se termine au-delà du plateau continental avec le talus continental, tandis que la croûte sous les plaines abyssales et sous les dorsales océaniques est faite de basalte et de gabbro ($V_p = 6,5$ km/s).

2.2.5 CONCLUSION : LE MODÈLE SISMOLOGIQUE DE LA TERRE

Sur la figure 10.21, les principales données sur les vitesses de propagation des ondes de volume, les paramètres physiques et les constituants présents à l'intérieur de la Terre sont résumés. Selon ce modèle admis, la Terre solide (ou géosphère) est constituée d'une succession d'enveloppes sphériques caractéristiques, séparées par des discontinuités.

Les variations plus ou moins brusques des vitesses de propagation des ondes sismiques qui marquent ces discontinuités traduisent des modifications soit de paramètres physiques (pression, température, densité), soit de nature géochimique. Le *Moho* correspond à une saute de composition chimique entre la croûte (quelle qu'elle soit) et les péridotites du manteau.

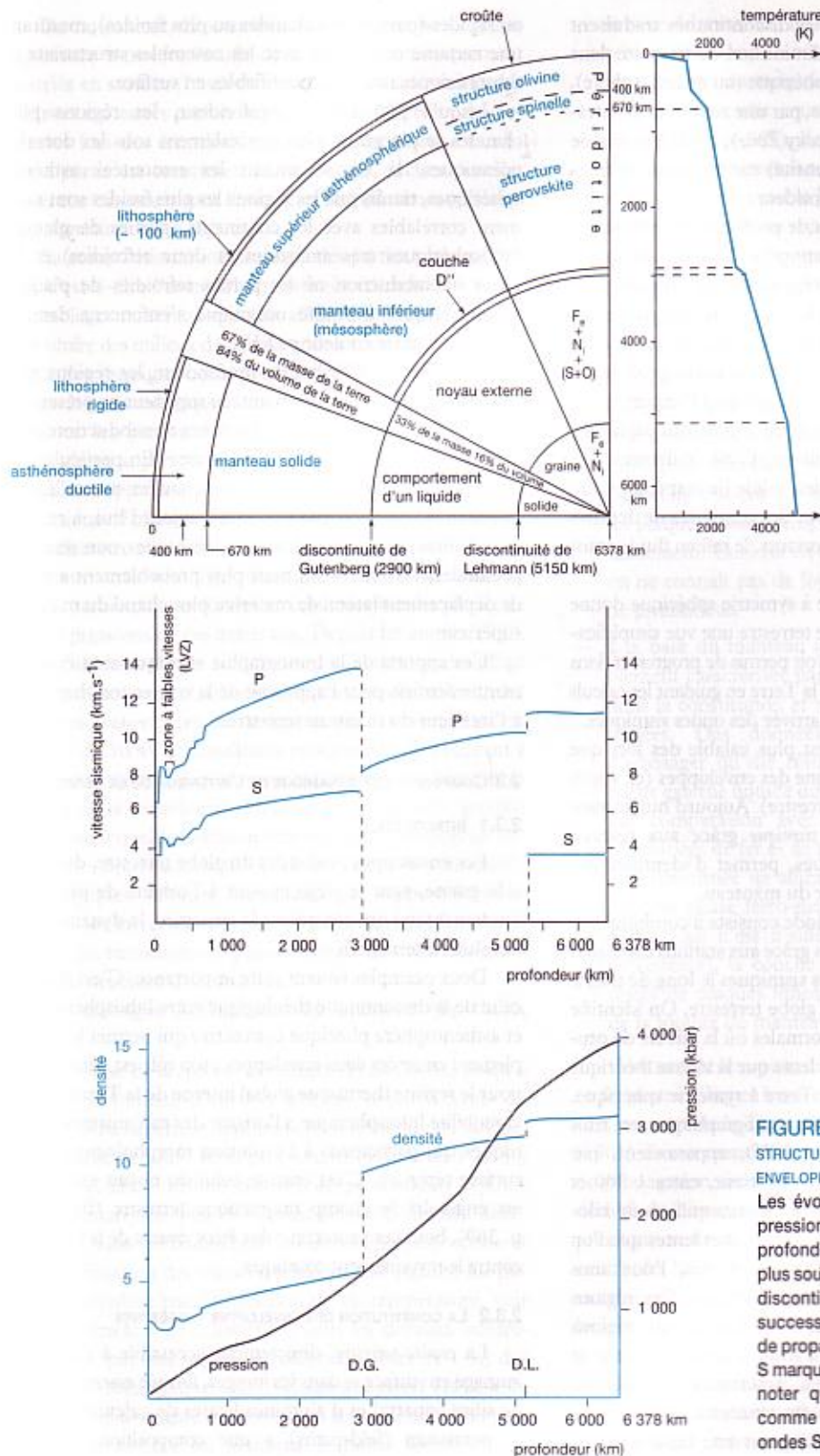


FIGURE 10.21. MODÉLISATION DE LA STRUCTURE INTERNE DE LA TERRE SOLIDE EN ENVELOPPES SPHÉRIQUES CONCENTRIQUES. Les évolutions de la température, de la pression et de la densité en fonction de la profondeur, montrent des variations le plus souvent très nettes sur les principales discontinuités séparant deux enveloppes successives. Les variations des vitesses de propagation des ondes de volume P et S marquent également ces discontinuités ; noter que la partie externe du noyau, comme les liquides, ne transmet pas les ondes S.

À l'intérieur du manteau, les discontinuités traduisent des changements physiques : diminution de viscosité dans le manteau supérieur asthénosphérique (ou asthénosphère), marquée, sous certaines régions, par une zone à faible vitesse sismique ou LVZ (*Low Velocity Zone*), modifications de structures cristallines (et de densité) sur les zones de transition à 400 et 670 km de profondeur.

Entre 670 km et 2 900 km de profondeur, le manteau inférieur est apparemment homogène. Vitesse des ondes, densité, pression augmentent régulièrement. Toutefois, la base du manteau inférieur est le siège d'irrégularités marquées sur environ 200 km. On identifie ainsi la *couche D''*.

La discontinuité de Gutenberg à 2900 km de profondeur est certainement une interface majeure dont l'importance a été comparée à celle de l'interface croûte-atmosphère / hydrosphère qui nous est familière. C'est également une surface de contact entre un milieu solide (le manteau) et un milieu fluide (noyau externe) avec des contrastes de densités et de propriétés physiques importants, le milieu fluide étant notamment, ici, le plus dense.

Ce modèle de la géosphère à symétrie sphérique donne de la structure interne du globe terrestre une vue simplificatrice. Son intérêt majeur est d'avoir permis de progresser dans la connaissance de l'intérieur de la Terre en guidant les calculs complexes basés sur le temps d'arrivée des ondes sismiques.

La symétrie sphérique n'est plus valable dès lors que l'on étudie plus en détail chacune des enveloppes (cf. supra en ce qui concerne la croûte terrestre). Aujourd'hui, la mise en œuvre de la *tomographie sismique* grâce aux réseaux mondiaux de stations sismiques, permet d'identifier des variations latérales à l'intérieur du manteau.

Schématiquement, la méthode consiste à combiner par le calcul les vitesses déterminées grâce aux stations sismiques pour un grand nombre d'ondes sismiques le long de trajets qui se croisent à l'intérieur du globe terrestre. On identifie et on situe alors des parties anormales où la vitesse de propagation est plus rapide ou plus lente que la vitesse théorique calculée à partir du modèle de Terre à symétrie sphérique. Sur les cartes et représentations tomographiques en trois dimensions (cahier couleur, p. XIV), apparaissent, par exemple, au niveau du manteau inférieur, entre 1 300 et 2 500 km de profondeur, et sur plusieurs milliers de kilomètres d'extension latérale, deux anomalies lentes que l'on associe à des parties plus chaudes situées, l'une sous l'Ouest du Pacifique, l'autre sous l'Afrique. Ces régions chaudes du manteau inférieur sont bordées de régions anormalement froides sous l'Asie, l'Océan Indien et l'Australie ainsi que sous les Amériques (cf. géoïde, fig. 10.14, p. 359). Au niveau du manteau supérieur, les données de la tomographie indiquent une répartition de parties où les vitesses sismiques sont anormalement lentes

ou rapides (parties plus chaudes ou plus froides), montrant une certaine corrélation avec les ensembles structuraux lithosphériques majeurs, identifiables en surface.

Jusqu'à 300 km de profondeur, les régions plus chaudes se placent le plus généralement sous les dorsales océaniques, là où se situent les remontées asthénosphériques, tandis que les régions les plus froides sont aisément corrélables avec les continents (parties de plaques lithosphériques très anciennes et donc refroidies) et les zones de subduction où les parties refroidies de plaques lithosphériques à croûte océanique s'enfoncent dans le manteau (cahier couleur p. XV).

Entre 300 et 670 km de profondeur, les régions plus chaudes ou plus froides du manteau supérieur ne présentent plus de relation claire, hormis les zones de subduction, avec la dynamique lithosphérique de surface. En particulier, la corrélation entre dorsales et zones chaudes mantelliques disparaît. Cette indication conduit, aujourd'hui, à rechercher l'alimentation des dorsales océaniques non dans les profondeurs du manteau mais plus probablement à partir de déplacement latéral de matériau plus chaud du manteau supérieur.

Ces apports de la tomographie sismique sont évidemment essentiels pour l'approche de la convection thermique à l'intérieur du manteau terrestre.

2.3 COMPOSITION ET DYNAMIQUE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

2.3.1 INTRODUCTION

Les enveloppes profondes du globe terrestre, du Manteau à la graine, sont le siège et sont à l'origine de processus fondamentaux qui contrôlent la structure, la dynamique et l'évolution terrestres.

Deux exemples situent cette importance. C'est d'abord celui de la discontinuité rhéologique entre lithosphère rigide et asthénosphère plastique convective qui permet le découplage entre ces deux enveloppes ; son rôle est déterminant pour le régime thermique global interne de la Terre et pour la mobilité lithosphérique à l'origine des mécanismes orogéniques qui participent à l'évolution morphologique de la surface terrestre. C'est ensuite celui du noyau externe où est engendré le champ magnétique terrestre (fig. 10.24, p. 369), bouclier protecteur des êtres vivants de la biosphère contre le rayonnement cosmique.

2.3.2 LA CONSTITUTION DES ENVELOPPES TERRESTRES

La *croûte terrestre*, directement accessible à l'échantillonnage en surface et dans les forages, formée essentiellement de silice (quartz) et d'aluminosilicates de calcium, sodium et potassium (feldspaths) a une composition chimique globale proche de celle du granite.

On ne connaît directement du manteau que sa partie supérieure à travers l'étude de lambeaux tectoniquement charriés en surface (bases de cortèges ophiolitiques) et des enclaves ramonées parfois depuis 400 km de profondeur et rejetées lors des éruptions volcaniques de points chauds. Cette partie est constituée de péridotites, roches dont les minéraux essentiels sont l'olivine et les pyroxènes (silicates de magnésium et de fer).

La composition minéralogique des parties plus profondes, c'est-à-dire l'essentiel, est estimée en considérant des assemblages minéraux dont on affine la composition pour reproduire des milieux de densité et de vitesse de propagation des ondes sismiques correspondant aux grandes enveloppes du modèle sismologique.

Pour les parties du manteau terrestre situées à des profondeurs supérieures à 400 km, en l'absence d'échantillons, on procède à l'étude expérimentale des transformations de phases à haute pression et haute température des minéraux présents dans la partie proche du manteau supérieur, en faisant l'hypothèse que les minéraux constitutifs des parties plus profondes du manteau sont les phases de hautes pressions de ces minéraux. Depuis les années 1980, on utilise des cellules à enclume de diamant à chauffage laser qui permettent d'atteindre, en les contrôlant, des pressions supérieures au mégabar et des températures proches de 3000 °C, conditions voisines de celles régnant à la base du manteau. Les données expérimentales, combinées à celles de la sismologie, conduisent à un modèle satisfaisant selon lequel le manteau chimiquement homogène (en première approximation) présente des discontinuités sismologiques (d'ordre secondaire par rapport à celles limitant les enveloppes majeures définies précédemment) dues à des transitions de phases, c'est à dire des modifications de structure de la matière.

On distingue à l'intérieur du manteau (fig. 10.22, p. 368) :

- de la base de la croûte (autrement dit du Moho) jusqu'à une profondeur d'environ 400 km, la partie haute du manteau supérieur dans laquelle le minéral est l'olivine. L'étude détaillée de la propagation des ondes P et S y révèle, entre 100 et 200 km de profondeur, la LVZ bien marquée sous les océans, plus difficilement décelable sous les continents. La diminution de vitesse et l'atténuation des ondes traduisent une rigidité du milieu affaiblie par l'augmentation de température, voir localement – et notamment sous les dorsales océaniques – par une fusion partielle (de l'ordre de 1 %) des roches mantelliques. La LVZ marque alors, à la base de la lithosphère rigide qui comprend la croûte et l'enveloppe la plus externe du manteau, la partie supérieure de l'asthénosphère plus ductile.

- la zone de transition de 400 km que signale un accroissement sensible de la vitesse des ondes sismiques et qui marque le réarrangement des atomes constituant l'olivine en une nouvelle structure plus dense (fig. 10.21d, p. 365), de type *spinel*, dans laquelle les distances entre atomes sont plus courtes. Cette structure du minéral est stable jusqu'à 670 km où l'on situe la limite entre *manteau supérieur* et *manteau inférieur*.

- la zone de transition de 670 km, révélée également par un gradient positif de la vitesse de propagation des ondes sismiques et qui correspond au passage de la structure *spinel* à celle encore plus dense de la *pérovskite*, stable dans les conditions de très hautes pressions du manteau inférieur. Cette limite entre un manteau supérieur et un manteau inférieur dont la viscosité serait trente fois plus élevée, est actuellement considérée comme majeure. Beaucoup y voient, par exemple, la frontière sur laquelle les plaques lithosphériques en subduction s'étaleraient finalement. Ceci est en accord avec une constatation : on ne connaît pas de foyer sismique à plus de 700 km de profondeur.

- à la base du manteau inférieur, la *couche D''*, probablement caractérisée par un fort gradient thermique et dont la constitution et la géométrie restent mal déterminées. Des données expérimentales permettent d'envisager qu'elle résulte d'une interaction entre la partie externe liquide du noyau et le manteau inférieur : par comparaison avec les lithosidérites (météorites constituées de fer et de silicates), cette couche pourrait être constituée de silicates de haute pression injectés par une phase ferro-nickel. Selon une autre interprétation (qui n'est d'ailleurs pas incompatible avec la précédente), la *couche D''* serait le « cimetière » des restes de plaques lithosphériques après leur traversée de la totalité du manteau.

Concernant le *noyau*, dès le XIX^e siècle, on le considéra en fer pour expliquer le nécessaire accroissement de densité vers le centre de la Terre. Plus récemment, on doit à Birch (1961) d'avoir montré, sur la base de la relation entre vitesse de propagation sismique et densité, que pour atteindre la densité du noyau, il faudrait comprimer les silicates à des pressions nettement plus élevées que celles régnant au centre de la Terre, mais que, par contre, on l'obtenait naturellement en considérant un noyau constitué principalement de fer (fig. 10.23, p. 368). Cette conclusion est en accord, d'une part avec la nécessité de situer dans le noyau conducteur d'électricité la « géodynamo » à l'origine du champ magnétique terrestre, d'autre part avec l'existence de météorites de fer issues de petites planètes différenciées brisées.

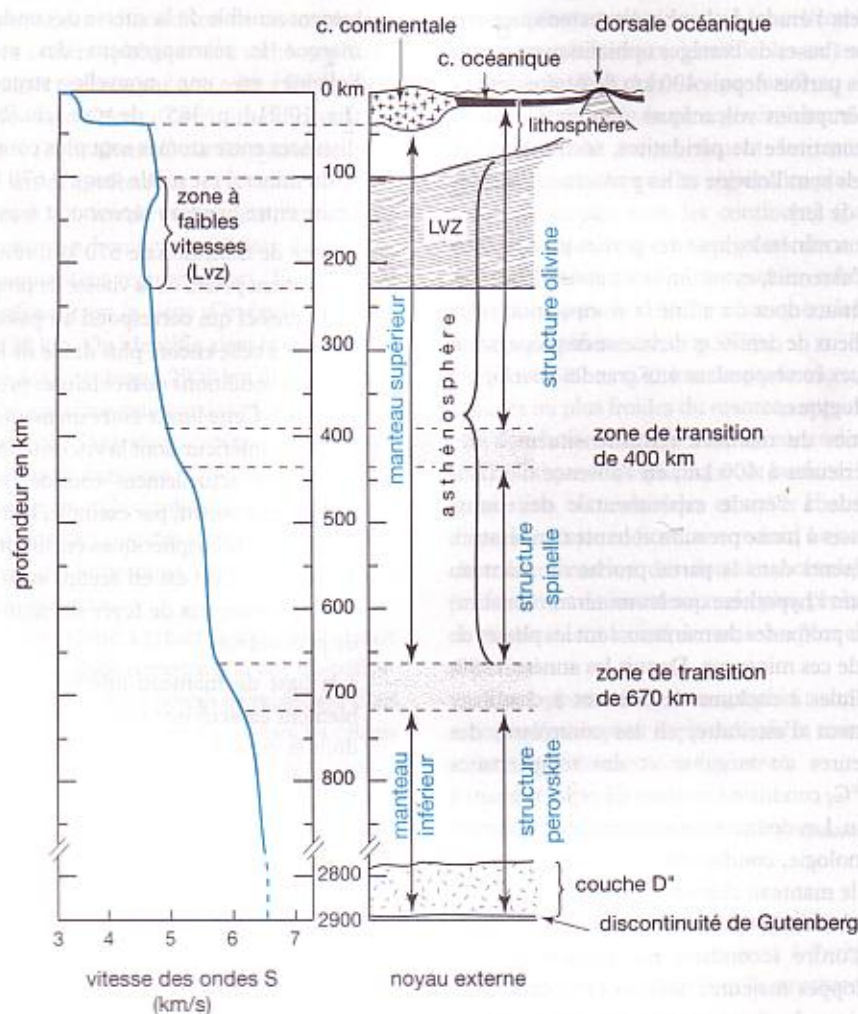


FIGURE 10.22. VARIATION DES VITESSES DES ONDES TRANSVERSALES S ET STRUCTURATION DE LA CROÛTE ET DU MANTEAU TERRESTRE. Commentaire dans le texte p. 367.

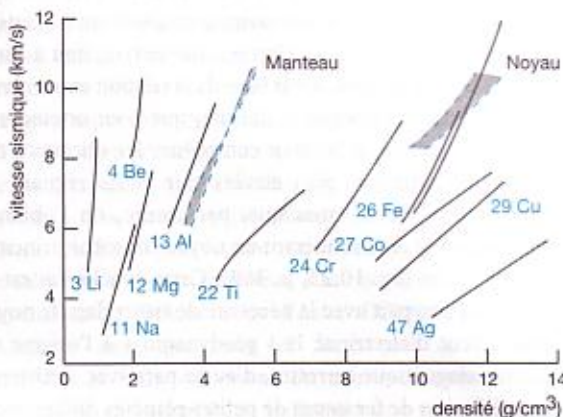


FIGURE 10.23. CORRÉLATION EXPÉRIMENTALE ENTRE LA VITESSE DE PROPAGATION D'ONDES DE CHOC ET LA DENSITÉ DE DIVERS ÉLÉMENTS. En comparant avec les données sismologiques disponibles sur le manteau et le noyau, Birch (1961) montra l'impossibilité d'obtenir une densité convenable pour le noyau autrement qu'en lui attribuant une composition où le fer est l'élément principal.

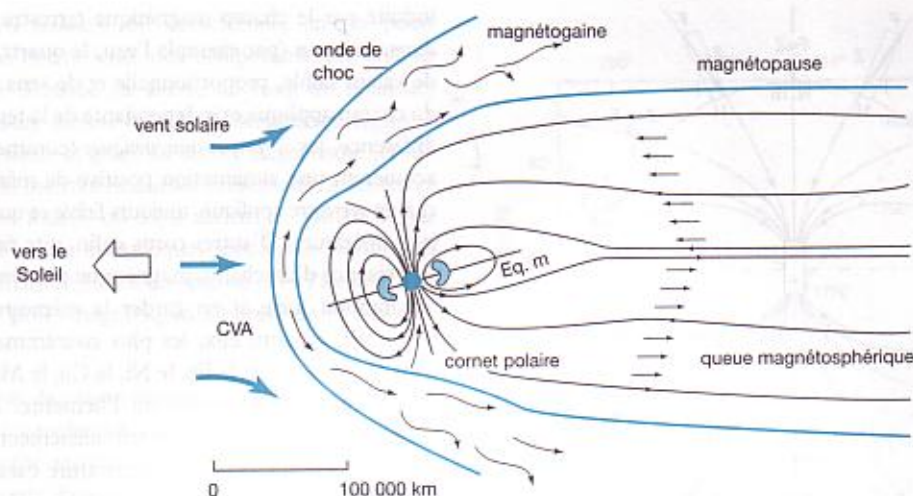


FIGURE 10.24. SCHÉMA SIMPLIFIÉ REPRÉSENTANT LA MAGNÉTOSPHÈRE TERRESTRE DANS L'ESPACE. Eq. m. : équateur magnétique ; CVA : ceintures de Van Allen.

En fait, le noyau n'est certainement pas constitué de fer pur. Dans sa partie externe « liquide », au fer sont associés du nickel et des éléments légers dont les principaux sont probablement le soufre, l'hydrogène et l'oxygène. Au niveau de la discontinuité de Lehmann qui sépare le noyau liquide de la graine solide, le fer cristallise. Cette cristallisation entraînant le rejet des éléments légers dans la partie liquide, la graine est probablement faite de fer et d'un peu de nickel.

2.3.3 LE CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE ET LA DYNAMIQUE DU NOYAU

La Terre, à l'image de la plupart des planètes du système solaire, possède un champ magnétique naturel tel qu'en tout point de la planète, dans l'atmosphère ou sous terre, l'aiguille aimantée d'une boussole s'oriente : c'est le champ magnétique terrestre.

a - Les caractéristiques du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre est, en première approximation, celui d'un dipôle. Ses lignes de forces sont distribuées dans l'espace comme celles d'un barreau aimanté situé au centre de la Terre, qui aurait son pôle Sud dans l'hémisphère Nord et dont l'axe ferait actuellement un angle voisin de 11° avec l'axe de rotation de la planète. Il en résulte qu'à la surface de la Terre, pôles géographiques et pôles magnétiques sont décalés.

Le champ géomagnétique conduit à la formation, autour de la Terre, d'une magnétosphère (fig. 10.24) dont la géométrie est contrôlée par le vent solaire (émission par le Soleil de protons et d'électrons). Le côté tourné vers le

Soleil est comprimé et limité à son sommet (à environ 12 rayons terrestres) par l'onde de choc qui accompagne le déplacement supersonique du vent solaire par rapport à la Terre. La magnétopause est la limite d'influence du champ magnétique : elle est située à 10 rayons terrestres dans la direction du soleil et enveloppe, dans la direction opposée, une longue queue magnétosphérique de plasma. Les cornets polaires et les zones de Van Allen sont des pièges instables et stables pour les particules de haute énergie qui ne peuvent ainsi affecter la biosphère de leur impact néfaste.

En tout point O de la surface du globe terrestre et à un instant donné, le champ magnétique total s'exprime par un vecteur $\vec{F}$ que l'on définit par rapport aux axes géographiques et à la verticale (fig. 10.25). Le plan vertical qui

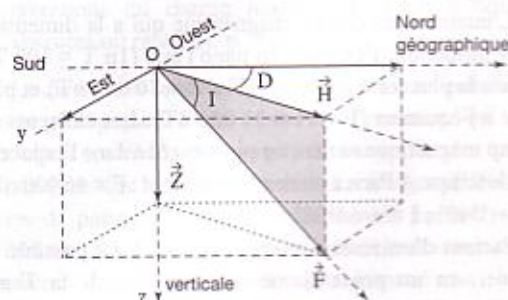


FIGURE 10.25. LES COMPOSANTES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE EN UN POINT O DONNÉ ET À UN INSTANT DONNÉ.

$\vec{F}$: vecteur champ magnétique ; $\vec{H}$: composante horizontale ; $\vec{Z}$: composante verticale ; I : inclinaison ; D : déclinaison.

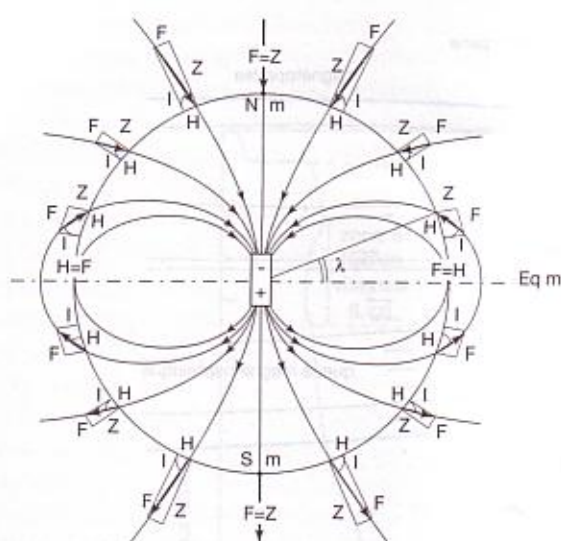


FIGURE 10.26. LES PARAMÈTRES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE SELON LA LATITUDE. Nm et Sm : pôles nord et sud magnétiques ; Eqm : équateur magnétique ; I : inclinaison ; λ : latitude. En un point de la surface terrestre : $\tan I = 2 \tan \lambda$. (NB : le pôle Nord magnétique des géophysiciens est un pôle Sud pour les physiciens).

contient $\vec{F}$ est le méridien magnétique. $\vec{H}$, sa trace sur le plan horizontal, est la composante horizontale du champ magnétique. $\vec{Z}$ est la composante verticale. La *déclinaison magnétique* D est l'angle entre la composante horizontale et le nord géographique. L'*inclinaison magnétique* I est, dans le plan vertical, l'angle entre F et le plan horizontal.

D et I sont exprimées en degrés. D est affectée des signes + ou - selon que OH est placé à l'est ou à l'ouest du nord géographique. En fonction de la latitude, I qui varie entre 0° à l'équateur et 90° aux pôles magnétiques, est positive dans l'hémisphère nord où $\vec{F}$ est dirigé vers le bas et négative dans l'hémisphère sud où $\vec{F}$ est dirigé vers le haut (fig. 10.26).

L'intensité du champ magnétique qui a la dimension d'une induction, s'exprime en nanoTesla ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$). Elle est la plus forte aux pôles ($F = Z = 70\,000 \text{ nT}$) et plus faible à l'équateur ($F = H = 33\,000 \text{ nT}$). Les éléments du champ magnétique varient en permanence dans l'espace et dans le temps. À Paris ils étaient récemment : $F = 46\,000 \text{ nT}$; $D = -3^\circ 40'$; $I = +64^\circ 08'$.

Partant d'un réseau géomagnétique, il est possible de calculer, en un point donné de la surface de la Terre, l'intensité du champ magnétique. La mesure faite en ce point confirme ou non cette valeur. Dans le deuxième cas, apparaît une *anomalie magnétique* $a = m - m'$ (m étant la valeur mesurée et m' la valeur calculée).

Les anomalies magnétiques sont engendrées par l'aimantation des matériaux terrestres. L'aimantation

induite par le champ magnétique terrestre chez les *corps diamagnétiques* (par exemple l'eau, le quartz, la calcite) est de valeur faible, proportionnelle et de sens inverse à celle du champ appliqué et indépendante de la température. Par différence, les *corps paramagnétiques* (comme l'aluminium) acquièrent une aimantation positive de même sens que le champ terrestre appliqué, toujours faible et qui diminue avec la température. D'autres corps enfin, dits *ferromagnétiques*, en présence d'un champ magnétique peuvent acquérir une aimantation forte et en garder la mémoire (*aimantation rémanente*) ; parmi eux, les plus couramment rencontrés dans les roches sont le Fe, le Ni, le Co, le Mn et des minéraux comme la magnétite ou l'hématite. L'aimantation rémanente est acquise lors du refroidissement à l'état solide, au-dessous d'une certaine température caractéristique de chacun de ces corps et dite *température de Curie* ($TC = 770^\circ \text{C}$ pour Fe ; $TC = 585^\circ \text{C}$ pour la magnétite).

Dans le champ magnétique terrestre, une roche qui renferme des éléments ou des minéraux ferromagnétiques a pu acquérir une aimantation selon différents processus dont deux sont essentiels. Dans le cas d'une roche éruptive, l'*aimantation thermorémanente* (ATR) est acquise au cours du refroidissement du magma, lorsque sa température passe au-dessous de la température de Curie des substances ferromagnétiques qu'il contient, fossilisant par là même le champ magnétique terrestre de l'époque de sa mise en place. Dans le cas des roches sédimentaires, les particules magnétiques du sédiment s'orientent lors du dépôt et de la lithification, selon le champ magnétique existant. Il s'agit d'une *aimantation rémanente détritique* (ARD) (cf. p. 237).

La localisation des anomalies magnétiques est utilisée en prospection minière. Mais il est également fait usage de ces anomalies pour caractériser les variations dans le temps du champ géomagnétique et, comme il sera fait état plus avant, pour étudier la dynamique lithosphérique.

b - Les variations temporelles du champ magnétique terrestre

Le champ total $\vec{F}$, mesuré et enregistré par les observatoires magnétiques terrestres, présente des variations qui se manifestent à plus ou moins long terme. L'analyse du paléomagnétisme des roches révèle des inversions passées de ce champ.

Les *variations rapides* sont engendrées par les courants électriques circulant autour de la Terre dans l'ionosphère et la magnétosphère et qui sont liés au rayonnement électromagnétique du Soleil et aux particules chargées du vent solaire. Elles revêtent un caractère parfois brutal (*orages magnétiques*), journalier ou plus lent, en relation, dans ce dernier cas, avec le cycle d'activité solaire de 11 ans.

La variation séculaire est caractérisée, en un point donné, par une dérive lente des composantes du champ géomagnétique d'année en année au long de plusieurs siècles. Par mesure directe dans les observatoires depuis le milieu du XIX^e siècle et grâce à l'archéomagnétisme (étude de l'aimantation thermorémanente présente dans les terres cuites d'anciens fours), on a pu mettre en évidence, par exemple, que D varie de quelques minutes à 15 minutes par an (taux maximum) dans un sens ou dans l'autre et que la position des pôles magnétiques ne cesse de se déplacer (fig. 10.27).

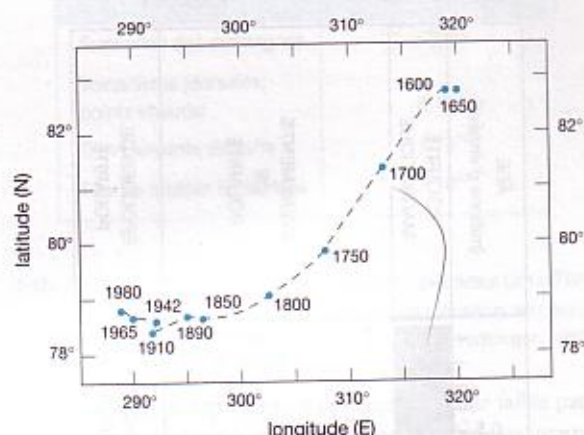


FIGURE 10.27. VARIATION SÉCULAIRE DE LA POSITION DU PÔLE NORD MAGNÉTIQUE, ENTRE 1600 ET 1980. (Pôle Sud magnétique pour les physiciens).

(D'après V. Courtillot et J.-L. Le Mouél, 1988)

Aujourd'hui, on possède pour les 180 derniers millions d'années (Jurassique à actuel) une chronologie détaillée des inversions du champ magnétique terrestre, celles-ci ayant été correctement datées par les méthodes radiochronologiques et stratigraphiques. On constate (fig. 10.29, p. 372) que :

- les durées des périodes normales et inverses sont variables au cours du temps (l'époque actuelle, normale par définition, dure depuis 700 000 ans ; au Crétacé, une même période normale s'est maintenue plus de 35 Ma) ;
- la fréquence des inversions change avec le temps ;
- au cours du Crétacé (entre -120 Ma et -85 Ma) les inversions du champ magnétique terrestre ont été absentes ou rares (cf. p. 372).

La durée d'une inversion est toujours brève à l'échelle des temps géologiques. Dans le cas de l'inversion qui s'est produite il y a 19 Ma et qui a pu être suivie dans les roches volcaniques des Steens Mountains en Oregon (USA), le temps de passage du sens inverse au sens normal est de 15 000 ans. Il a même été suggéré qu'une inversion pouvait intervenir durant le seul refroidissement d'une coulée basaltique. Au cours d'une inversion, le pôle Nord magnétique suit, à la surface du globe terrestre, un trajet sinuex et complexe, alors que l'intensité du champ décroît jusqu'à 20 % de sa valeur normale.

Les inversions du champ magnétique terrestre. Les roches volcaniques et les roches sédimentaires de la partie superficielle de la croûte terrestre concentrent les aimantations (thermorémanente dans le premier cas, détritiques dans le second) acquises lors de leur formation. En recueillant, sur le terrain, des échantillons précisément orientés de roches volcaniques récentes non déplacées depuis leur dépôt et en caractérisant, en laboratoire, leur champ thermorémanent, on trouve des directions de champs passés dispersées autour de la direction actuelle de quelques dizaines de degrés. En étudiant des échantillons provenant de coulées du Quaternaire plus ancien, on caractérise des aimantations rémanentes aux directions voisines de l'actuelle, mais de sens opposé. Le fait est mondial. Aussi, admet-on que le champ géomagnétique contemporain de l'épanchement de ces coulées était renversé par rapport au champ actuel. « Descendant » dans des coulées toujours plus âgées (Pliocène puis Miocène), on trouve, en alternance, des époques dites directes (normales) durant lesquelles le sens des paléochamps était identique à l'actuel et des époques inverses de sens opposé. La première inversion a été mise en évidence au tout début du XX^e siècle par Brunhes qui mesurait le magnétisme des roches volcaniques d'Auvergne. Longtemps controversée, l'idée de l'inversion du champ magnétique terrestre n'a été vraiment acceptée qu'à partir de 1950, quand ont été établies les premières successions de polarités pour les derniers Ma (millions d'années) en corrélant les résultats des mesures paléomagnétiques et ceux des datations radiométriques (fig. 10.28, p. 372).

L'étude paléomagnétique des carottes de séries sédimentaires prélevées à terre et en mer permet, de la même façon, d'accéder à leurs aimantations détritiques rémanentes qui, successivement normales ou inverses, se présentent avec des séquences analogues à celles révélées par les roches volcaniques. Ce résultat, qui donne accès à la datation des roches sédimentaires, est à la base de la magnétostratigraphie.

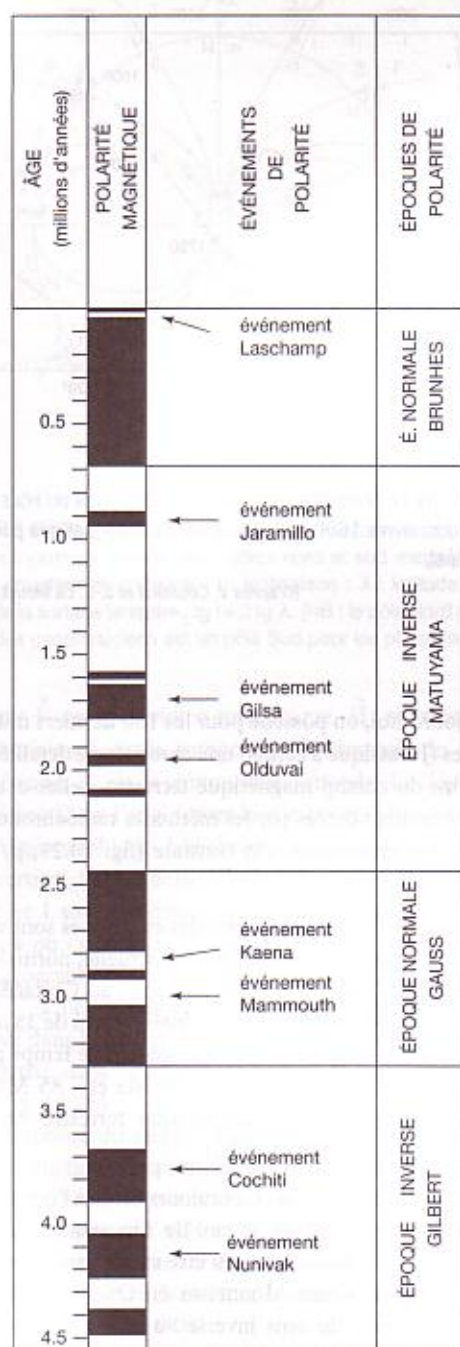


FIGURE 10.28. ÉCHELLE ABSOLUE DES INVERSIONS MAGNÉTIQUES POUR LES 4,5 DERNIERS Ma. Par convention, les époques et événements de champ normal (de même sens que le champ actuel) sont figurés en noir. Les autres, durant lesquels le champ était inversé, apparaissent en blanc.

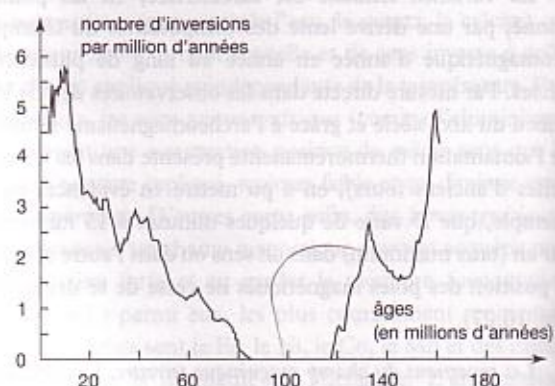


FIGURE 10.29. VARIATION DE LA FRÉQUENCE DES INVERSIONS DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE ENTRE LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR ET AUJOURD'HUI. À noter l'absence d'inversion durant une longue période du Crétacé.

(D'après R.T. Merrill et P.L. Mc Fadden, 1990)

c – La « géodynamo »

L'origine du champ magnétique terrestre reste l'objet de controverses. Au début du ^{xvii} siècle, Gilbert, qui connaissait l'existence de roches naturellement aimantées comme la magnétite (Fe_3O_4), voyait dans la Terre un globe aimanté. Plus tard, Gauss sut démontrer mathématiquement que la quasi-totalité du champ magnétique était liée à des causes internes. Aussi l'attribua-t-on quelque temps au noyau de fer. Cependant, les températures (de l'ordre de 5 000 K) qui y règnent sont très supérieures au point de Curie du fer et rendent impossible son aimantation. Il faut donc chercher l'origine du champ magnétique terrestre dans autre chose que dans un aimant permanent.

Selon les hypothèses et les travaux en cours à base de modélisations mathématiques et analogiques, le champ magnétique terrestre a pour origine le noyau qui est le siège d'un processus magnétohydrodynamique lié à une circulation convective dans sa partie externe liquide : le mouvement du fluide conducteur (fer ionisé) dans le champ magnétique induit des courants électriques qui, à leur tour, amplifient le champ magnétique. Bref, le noyau terrestre serait une véritable « géodynamo » fonctionnant selon le modèle de la dynamo « auto-excité ». Les mouvements convectifs dans le noyau liquide sont perçus en surface, à travers les variations séculaires du champ. Quant à l'énergie nécessaire à l'entretien de la dynamique convective (et par voie de conséquence, à la pérennité du champ géomagnétique qui sans cela disparaîtrait en quelques 10 000 ans !), elle serait fournie par la croissance de la graine solide (4 % du volume du noyau) aux dépens de son enveloppe fluide (cf. p. 369).

crystallisation du fer libère la chaleur latente de solidification. Par ailleurs, le noyau liquide renferme, aux côtés du fer, des éléments légers comme le soufre et l'oxygène : la graine, en s'accroissant par précipitation de fer pur cristallisé, enrichit la solution résiduelle en éléments légers laquelle « monte » en panaches et libère de l'énergie gravitationnelle.

Le modèle de la « géodynamo » qui s'est imposé dans les années 1950, laisse encore bon nombre de questions sans réponse. Par exemple : pourquoi le champ magnétique est-il essentiellement dipolaire ? Quelles sont les causes du renversement du champ magnétique terrestre qui se manifeste plus ou moins rapidement, selon des fréquences variables ?

2.3.4 LA DYNAMIQUE DU MANTEAU

a - Introduction

Montée de matière chaude à l'axe des dorsales océaniques et aux points chauds, dérive des plaques lithosphériques, retour par plongée de la lithosphère froide dans les zones de subduction : cet enchaînement de mouvements — qu'accompagnent la formation des chaînes de montagnes ou des fossés d'effondrement, les manifestations volcaniques ou les tremblements de terre — matérialise un circuit fermé des matériaux terrestres qui se boucle dans le manteau.

Il est aujourd'hui admis que le manteau terrestre est animé de courants de convection qui le brassent à l'échelle de millions d'années en mettant en mouvement des matériaux solides rendus ductiles par des températures suffisamment élevées. Les mouvements sont lents : leurs vitesses, de 1 à 12 cm par an, sont de l'ordre de celles des plaques lithosphériques qui est l'expression de cette dynamique à la surface de la Terre solide. Comme dans le cas d'une machine thermique, le mouvement est induit par la différence de température entre l'intérieur du système et l'extérieur : 3 000 K (fig. 10.21, p. 365) à la limite manteau-noyau contre 15°C, en moyenne, à la surface du globe.

Avant d'aborder le problème de la convection mantellière, il convient d'identifier les sources de l'énergie qui fait fonctionner cette machine et de considérer les différentes modalités de sa dissipation en les comparant quantitativement.

b - Manifestations énergétiques et sources d'énergie

À la surface du globe, la libération de l'énergie d'origine interne revêt parfois un caractère brutal. On a pu estimer, par exemple, que le tremblement de terre du Chili en 1960, le plus fort jamais enregistré, dégagait 10^{19} J et que l'éruption du Mont St Helens survenue en 1980, dans l'état de Washington (Ouest des USA) dissipa $1,9 \cdot 10^{15}$ J. Ces libérations d'énergie (voir aussi p. 362), aux expressions

PROCESSUS	PUISSANCE GLOBALE (W)
Surrection des montagnes	$7 \cdot 10^9$
Volcanisme (dorsales, points chauds)	$8 \cdot 10^{11}$
Tremblements de Terre	$1 \cdot 10^{12}$
Flux de chaleur en surface	$4,2 \cdot 10^{13}$

TABLEAU 10.1. PUISSANCES MOYENNES POUR L'ENSEMBLE DE LA TERRE DES PRINCIPAUX PROCESSUS DE DISSIPATION DE L'ÉNERGIE INTERNE. (D'après J. Verhoogen, 1980)

spectaculaires, ne représentent cependant qu'une faible participation à la dissipation globale de l'énergie d'origine interne vers l'espace dont l'essentiel se produit à la surface de l'ensemble du globe par le flux géothermique (tableau 10.1).

Lorsqu'on s'enfonce dans la Terre (mines, forages), la température augmente avec la profondeur. Le gradient géothermique qui traduit la variation de température entre deux profondeurs, a une valeur moyenne de 30 °C par kilomètre. Sa mesure, en un endroit donné, permet de calculer le flux de chaleur traversant les roches. Le flux géothermique est égal au gradient géothermique multiplié par le coefficient de conductibilité thermique (loi de Fourier) des roches traversées. Il s'exprime en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ou en HFU (*Heat Flux Unit*) égal à $1 \text{ kcal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ($= 4,18 \cdot 10^{-2} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$).

Les mesures de flux de chaleur pratiquées dans de nombreux forages sur l'ensemble des continents et des océans, révèlent :

- une puissance totale pour la Terre de $4,2 \cdot 10^{13}$ W (tableau 10.2) apparemment considérable, mais qui est faible comparée à la puissance reçue du Soleil ($7,1 \cdot 10^{17}$ W) ;

	FLUX MOYEN (mW.m ⁻²)	SUPERFICIE (km ²)	PUISSANCE (W)
Continents émergés	58,6	149,3.10 ⁶	8,7.10 ¹²
Plateaux continentaux	54,4	52,2.10 ⁶	2,8.10 ¹²
Croûte océanique	67,0	308,6.10 ⁶	20,7.10 ¹²
	Circulations hydrothermales		9,8.10 ¹²
		TOTAL	4,2.10 ¹³

TABLEAU 10.2. FLUX GÉOTHERMIQUES MOYENS AU TRAVERS DES GRANDS ENSEMBLES CRUSTAUX TERRESTRES ET PUISSANCES CORRESPONDANTES.

(D'après Sclater et al., 1981).

- un flux moyen de même ordre de grandeur à travers les océans et les continents (tableau 10.2) ;
- pour une perte de chaleur moyenne de $0,05 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, une répartition spatiale montrant de fortes variations : le flux est plus fort dans les régions volcaniques actives, notamment sur les points chauds et à l'axe des dorsales océaniques où il peut s'élever jusqu'à $0,6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

À l'intérieur du globe terrestre, plusieurs sources de chaleur distribuées dans toutes les enveloppes depuis la croûte jusqu'au noyau, sont à l'origine des $4,2 \cdot 10^{13} \text{ W}$ de la puissance globale du flux en surface.

La source principale d'énergie est dans la désintégration d'éléments radioactifs de longue période présents dans les roches : l'uranium (^{235}U et ^{238}U), le thorium (^{232}Th) et le potassium (^{40}K). On situe à $3,2 \cdot 10^{13} \text{ W}$ la puissance dissipée en chaleur par la désintégration de l' ^{238}U en ^{206}Pb , de l' ^{235}U en ^{207}Pb , du ^{232}Th en ^{208}Pb et du ^{40}K en ^{40}Ca . Un tiers de la chaleur serait produite dans la croûte terrestre où la concentration en éléments radioactifs est la plus élevée ; les deux tiers restants le seraient dans le manteau dont le volume est amplement supérieur.

Une autre source correspond à la chaleur primitive accumulée lors de la phase d'accrétion de notre planète. Les poussières de la nébuleuse primitive, attirées les unes par les autres, sont entrées en collision et se sont agglomérées en libérant de l'énergie gravitationnelle suffisante pour faire fondre partiellement la planète formée et permettre la différenciation des diverses enveloppes qui la composent. De cette manière, une quantité considérable d'énergie a été stockée à l'intérieur de la Terre sous forme de chaleur à laquelle est venue probablement s'ajouter celle fournie par la désintégration d'éléments radioactifs à période courte comme l' ^{26}Al . Il est difficile de quantifier la part de la chaleur primitive dans le flux global de surface : certains la situent proche de $1 \cdot 10^{13} \text{ W}$ (cf. p. 112).

Bien que moins importants que les deux sources précédemment mentionnées, deux autres processus producteurs de chaleur interviennent en outre. Il s'agit de la chaleur latente libérée lors de la cristallisation du Fe à l'origine de la croissance de la graine solide à l'intérieur du noyau, au taux moyen estimé de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (cf. supra p. 372) et de la chaleur produite par des mouvements différentiels entre les enveloppes terrestres plus ou moins déformables (lithosphère, asthénosphère, manteau inférieur, noyau externe liquide, graine solide) provoqués par la rotation terrestre et les effets de marée. Les retards de déformation, variables d'une enveloppe à l'autre, entraînent des mouvements différentiels générateurs de frictions aux interfaces et donc de chaleur.

c – Modalités des transferts thermiques à l'intérieur du globe terrestre

c₁. La conduction thermique

Dans tout corps, en l'absence de mouvement de matière, la chaleur se déplace des parties chaudes vers les parties froides par conduction. Cela se produit dans la lithosphère et aux interfaces lithosphère-atmosphère et lithosphère-hydrosphère où la conduction est à l'origine du flux géothermique mesuré en surface. Compte-tenu de la faible conductivité thermique des roches, il a été calculé qu'il faut 100 Ma pour que la chaleur traverse 50 km de lithosphère par conduction et que ce mode de transfert de chaleur ne peut rendre compte que de 1,7 à $1,8 \cdot 10^{13} \text{ W}$ des $4,2 \cdot 10^{13} \text{ W}$ du flux géothermique global.

À elle seule la conduction thermique ne permet pas l'évacuation suffisante de chaleur, n'explique pas les mouvements des plaques lithosphériques ni l'inégale répartition du flux géothermique en surface marquée par l'existence des régions à flux particulièrement élevé que sont les axes des dorsales océaniques et les points chauds à fortes productions volcaniques réparties dans les continents et les océans.

c₂. La convection mantellique

La chaleur étant produite en permanence sous la couche limite thermique qu'est la lithosphère (cf. supra) un mécanisme de transport de chaleur plus efficace que la conduction se manifeste : c'est la convection. Par ce mode de transfert impliquant une circulation organisée en cellules fermées, la chaleur est transportée des parties chaudes profondes vers les parties froides de surface par des mouvements de matière. Ce mouvement est induit et entretenu par la force d'Archimède s'exerçant sur la branche chaude et plus légère montante et sur celle froide et plus lourde descendante.

S'il est aujourd'hui admis par tous que des cellules de convection existent dans le manteau terrestre, il s'avère que la dynamique convective est complexe. Elle est sous la dépendance de nombreux facteurs : couplages entre les différents systèmes de la lithosphère, du manteau et du noyau ; variation de la viscosité du manteau avec la profondeur en fonction des transitions de phase cristalline des matériaux et des changements de composition chimique ; présence de plaques rigides en surface etc... Certes les données de la géologie et de la tectonique des plaques en surface, de la géochimie des roches issues du manteau, de la géophysique (en particulier, de la tomographie sismique) et de la modélisation mathématique permettent d'avancer dans la connaissance de la dynamique du manteau et

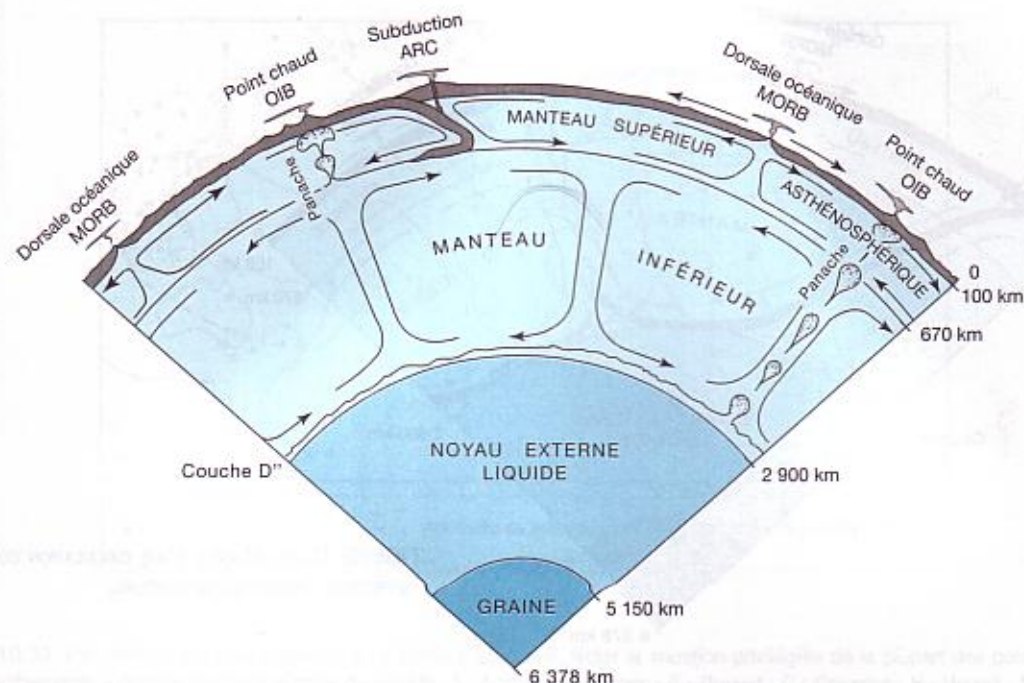


FIGURE 10.30. MODÈLE D'UNE CIRCULATION CONVECTIVE À DEUX NIVEAUX DANS LE MANTEAU TERRESTRE.

d'améliorer les modèles sur les circuits possibles de la convection. Mais il demeure que de nombreuses questions n'ont toujours pas trouvé de réponse pleinement satisfaisante. Par exemple : le manteau est-il le siège d'une convection d'ensemble ou est-il affecté par deux familles de cellules, l'une au niveau du manteau supérieur, l'autre dans le manteau inférieur ? Quel est le degré de stabilité de la convection ? Quel rôle joue la transition entre manteau supérieur et manteau inférieur ?...

Le modèle de la circulation convective à deux niveaux (fig. 10.30) dans le manteau, de part et d'autre de la zone de transition de 670 km, est fondé sur plusieurs arguments, parmi lesquels :

- un tiers du manteau a été fortement appauvri en certains éléments traces lors de la formation de la croûte continentale. Cet appauvrissement ne serait compatible qu'avec un brassage efficace de ce seul tiers par des courants convectifs. Le manteau supérieur qui représente un tiers de la masse totale du manteau répond à cette nécessité.
- À 670 km de profondeur, la zone de transition est généralement attribuée à un changement de phase des cristaux formant les roches du manteau (cf. supra p. 368). Elle pourrait également être expliquée par un changement marqué dans la composition chimique qui

produirait une barrière pouvant s'opposer au transfert entre manteau supérieur et manteau inférieur.

- 700 km est la profondeur maximum des foyers en bout des zones de Bénioff pour des séismes enregistrés dans les lithosphères subduites. Ceci peut laisser entendre qu'au-delà de la limite basale du manteau supérieur le milieu résiste à la pénétration de la plaque plongeante laquelle, après déviation, se plaquerait au-dessus de la zone de transition de 670 km.

En faveur du modèle d'une circulation convective à un seul niveau et brassant l'ensemble du manteau (fig. 10.31, p. 376) les arguments sont essentiellement sismologiques. À plusieurs reprises il a été établi que des plaques lithosphériques plus froides et plus rigides en subduction pénètrent dans le manteau inférieur, atteignant probablement dans quelques cas la surface du noyau. Par ailleurs, la corrélation des anomalies de températures du manteau révélées par la tomographie sismique avec les anomalies du géoïde implique qu'il n'y a pas d'obstacle majeur au transfert de matière entre manteau inférieur et manteau supérieur.

Les récentes modélisations numériques permettent de prendre en compte de façon satisfaisante les conditions apparemment contradictoires imposées et de proposer un modèle de convection pénétrative rassemblant les caracté-

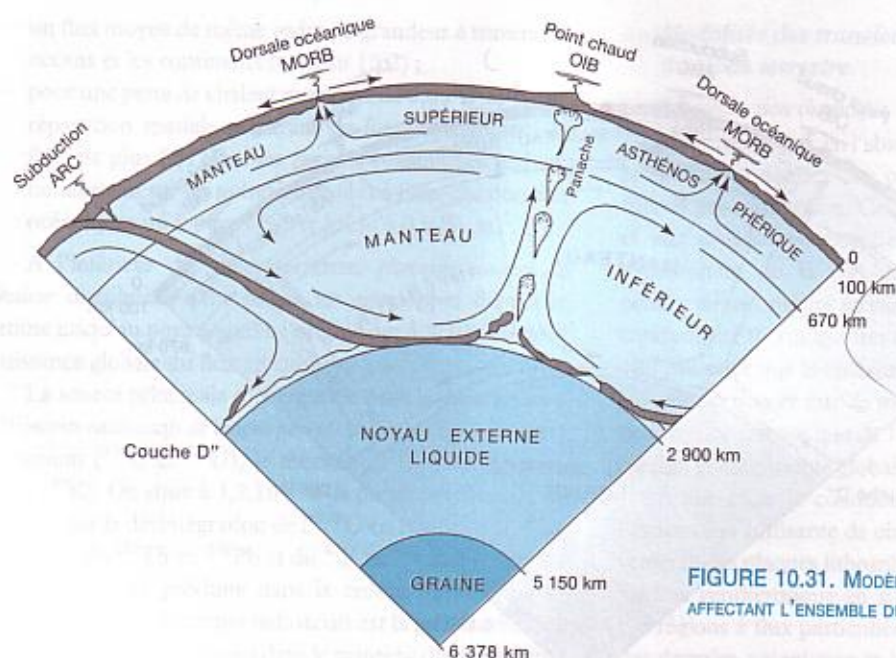


FIGURE 10.31. MODÈLE D'UNE CIRCULATION CONVECTIVE AFFECTANT L'ENSEMBLE DU MANTEAU.

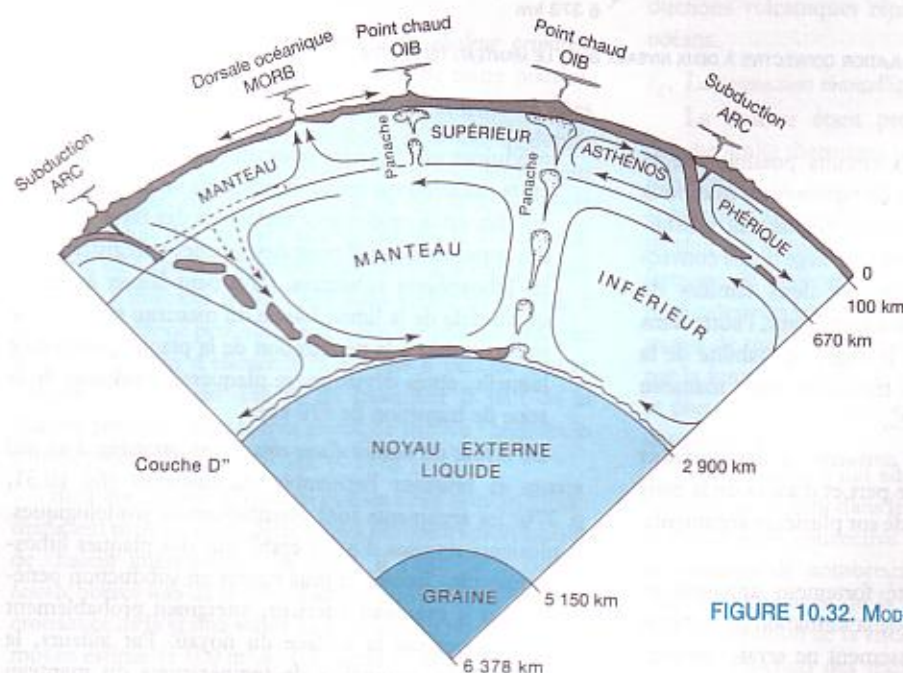


FIGURE 10.32. MODÈLE DE LA CONVECTION PÉNÉTRATIVE.

ristiques des deux modèles précédents. À l'intérieur du manteau terrestre la convection serait mixte, avec, d'une part, des cellules de convection indépendantes dans le manteau inférieur et le manteau supérieur et, d'autre part, des macrocellules de convection capables de traverser par intermittence la frontière des 670 km.

Dans les simulations numériques à l'origine de ce dernier modèle, les parties descendantes des cellules apparaissent

sent sous forme de rideaux alors que les parties ascendantes prennent la forme de panaches. La vitesse ascensionnelle des panaches est supérieure à la vitesse de plongée des parties descendantes (conservation de flux). Par ailleurs, il apparaît que les parties descendantes des cellules de convection s'accumulent pendant un certain temps avant de s'écrouler de façon soudaine en avalanche dans le manteau inférieur. Selon ce modèle (fig. 10.32) on associe les parties descendantes

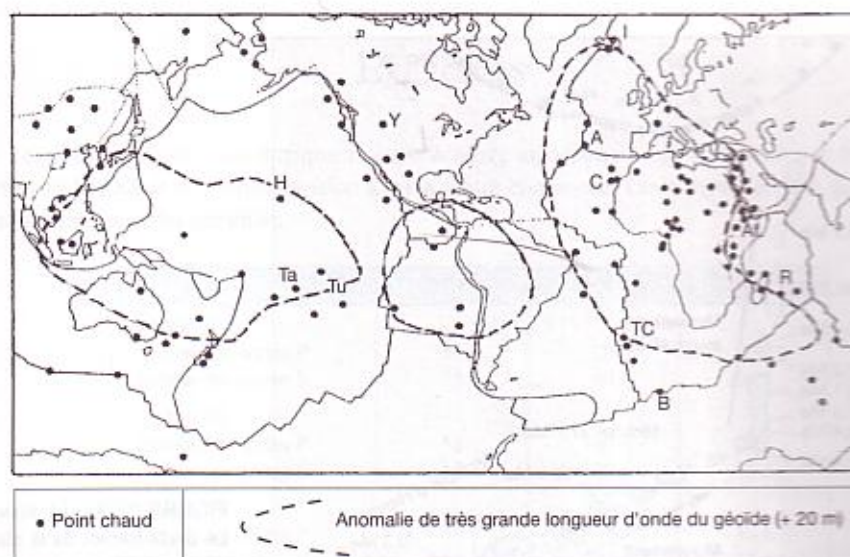


FIGURE 10.33. RÉPARTITION DES POINTS CHAUDS À LA SURFACE DU GLOBE. Noter la situation privilégiée de la plupart des points chauds sur les bombements à grande longueur d'onde du géoïde. A : Açores ; Af : Afars ; B : Bouvet ; C : Canaries ; H : Hawaï ; I : Islande ; R : Réunion ; Ta : Tahiti ; Tu = Tuamotu ; TC : Tristan da Cunha ; Y : Yellowstone.

aux plaques en subduction et les courants montants des macrocellules aux panaches des points chauds à forte activité volcanique. La zone de transition des 670 km y joue un rôle majeur : c'est elle qui induit une circulation convective intermittente, tantôt à macrocellules brassant l'ensemble du manteau, tantôt à cellules plus petites affectant séparément manteau supérieur et manteau inférieur.

c₃. Points chauds et panaches mantelliques

Dans la dynamique mantellaire telle qu'on la modélise aujourd'hui et où les dorsales océaniques ne sont pas systématiquement situées à la verticale des branches montantes des cellules de convection, les remontées chaudes de manteau nommées panaches, jouent un rôle majeur. Leurs expressions en surface en sont les points chauds, régions d'étendue limitée (de l'ordre de la centaine de kilomètres de diamètre) où l'activité volcanique est intense.

La distribution globale des points chauds n'est pas aléatoire (fig. 10.33). On les rencontre préférentiellement sur les grands bombements du géoïde du Pacifique occidental et de l'Atlantique (fig. 10.6, p. 352), eux-mêmes corrélés avec les zones chaudes du manteau inférieur.

Les points chauds sont par ailleurs situés en position inter-plaque, soit sur des dorsales océaniques (Islande, Açores, Tristan da Cunha, sur la dorsale médio-atlantique par exemple), soit sur des rifts (Afars) ou en position intra-plaque. Dans ce cas, on les trouve indifféremment au cœur

des continents (Yellowstone) ou des océans (Hawaï, Société) où ils sont à l'origine d'alignements d'édifices volcaniques de plus en plus anciens (fig. 10.34, p. 378) en s'éloignant du point actif. Ces « cicatrices volcaniques » indiquent que la plaque lithosphérique qui les porte se déplace par rapport aux points chauds et donc que la position des panaches demeure fixe durant des périodes suffisamment longues (5 Ma pour le point chaud de la Société ; au moins 70 Ma pour celui d'Hawaï).

À l'aplomb du panache mantellique chaud et chargé de magma basaltique issu de la fusion partielle du manteau, plusieurs effets sont observables. Ce sont :

- un bombement de plusieurs mètres du géoïde (fig. 10.35, p. 378) centré sur le point chaud et de près de 1 000 km de rayon. Il a pour origine soit l'accumulation de matériau chaud peu dense sous la lithosphère – mais le flux thermique sur de tels bombements n'est pas significativement plus élevé qu'à leur voisinage –, soit la poussée convective associée au courant ascendant de la matière.
- des émissions volcaniques importantes qui sont à l'origine du plus grand relief terrestre. L'île d'Hawaï qui s'élève à 4 200 m au-dessus du niveau marin, culmine, en effet, à près de 10 000 m au-dessus du plancher océanique dont la profondeur moyenne environnante est supérieure à 5 000 m.

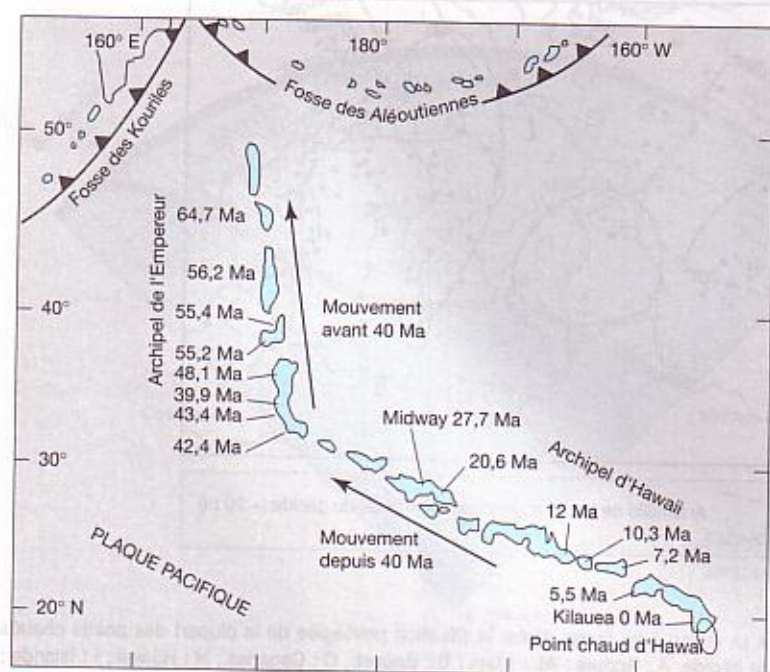


FIGURE 10.34. LE POINT CHAUD D'HAWAÏ.

Le déplacement de la plaque pacifique au-dessus du point chaud fixe a engendré la formation d'une chaîne d'îles volcaniques. Le changement de mouvement de la plaque intervenu il y a 40 Ma, sépare l'archipel de l'Empereur de l'archipel d'Hawaï.

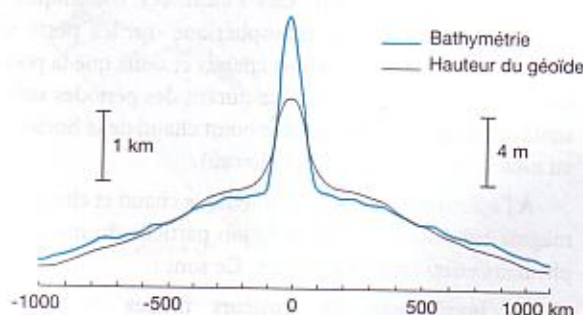


FIGURE 10.35. TOPOGRAPHIE DES FONDS (EN TRAIT FIN) ET BOMBEMENT DU GÉOÏDE (EN TRAIT GRAS) AUTOUR DU POINT CHAUD DES BERMUDES.

La géochimie des éléments en trace et la géochimie isotopique des basaltes émis par les points chauds océaniques (OIB : *Oceanic Island Basalts*) mettent en évidence des différences de composition par rapport aux basaltes de type MORB (*Mid Oceanic Ridge Basalts*) émis à l'axe des dorsales océaniques, loin des points chauds. En particulier, les teneurs en Terres rares légères, en K, Rb, Ti... des basaltes des points chauds par rapport aux MORB situent leur source dans une partie du manteau moins appauvrie par des fusions successives que le manteau supérieur d'où proviennent les basaltes des dorsales océaniques.

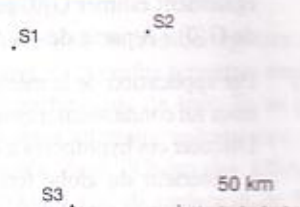
La modélisation analogique montre que des instabilités en forme de panaches peuvent naître et se développer à l'interface de deux fluides de viscosité et de densité différentes. Il y a là un argument supplémentaire pour situer dans la couche limite séparant, à 670 km de profondeur, le manteau supérieur du manteau inférieur ou dans la couche D" l'origine du panache responsable d'un point chaud. Pour parvenir à la base de la lithosphère à une température nettement supérieure (de l'ordre de 300 °C) par rapport à la température de l'asthénosphère ambiante, la remontée du manteau chaud se ferait grâce à une cellule de convection selon le gradient adiabatique, à une vitesse qui a pu être estimée à quelques décimètres par an (environ 50 cm par an dans le cas du panache d'Hawaï).

EXERCICES

1. Au cours d'une étude sismologique réalisée à terre, un séisme a été enregistré par trois stations sismiques S1, S2 et S3 disposées selon le plan figuré ci-dessous. Les temps d'arrivée des ondes aux trois stations, sont les suivants :

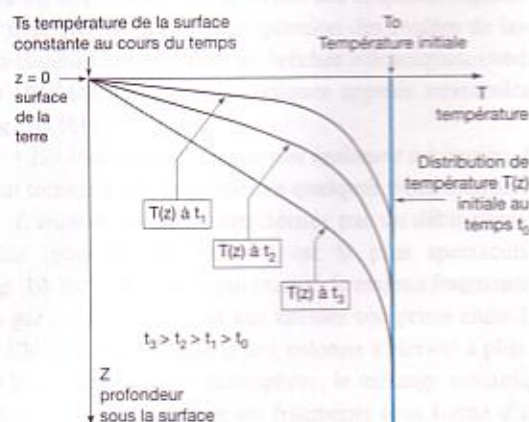
	HEURE	MINUTES	SECONDES
Station S1			
Arrivée des ondes P	15	29	58,9
Arrivée des ondes S	15	30	04,7
Station S2			
Arrivée des ondes P	15	30	02,6
Arrivée des ondes S	15	30	10,8
Station S3			
Arrivée des ondes P	15	29	54,5
Arrivée des ondes S	15	29	57,4

Calculer le temps d'origine de ce séisme et situer son épicentre par rapport aux trois stations, en considérant que le foyer est quasiment en surface et en sachant que les vitesses de propagation sont de $5,6 \text{ km.s}^{-1}$ pour les ondes P et de $3,4 \text{ km.s}^{-1}$ pour les ondes S.



2. L'histoire de la géologie enseigne que, très tôt, philosophes et scientifiques étaient arrivés à la conclusion que la Terre, très chaude à sa naissance, ne cesse de se refroidir depuis. Par exemple, Buffon au XVIII^e siècle, partant de cette hypothèse, s'exerçait à calculer l'âge de la formation de la Terre à partir de mesures de la vitesse de refroidissement de boulets portés à différentes températures. En 1820, J. Fourier remarque que ses lois de diffusion de la chaleur par conduction permettent d'obtenir une estimation du temps écoulé depuis que la Terre a commencé à se refroidir. En 1864, Lord Kelvin, utilisant les lois de Fourier, calcule un âge de la Terre selon la logique suivante.

Le modèle de Kelvin, représenté par la figure ci-contre, est décrit de la façon suivante. On néglige la courbure de la Terre. À l'instant t_0 (naissance de la Terre), la température de la planète est homogène et constante du centre à la surface et vaut T_0 . Kelvin ne prend pas en compte la présence de sources de chaleur interne. Comme la surface de la Terre est en contact avec l'atmosphère ou le fond des océans, sa température de surface T_s est maintenue constante, proche de 0°C . Il en résulte un refroidissement qui, selon ce modèle, se produit par conduction de chaleur (sans transport de matière) des parties chaudes vers les parties



froides suivant la verticale (z). La distribution des températures en fonction de la profondeur $T(z)$ ou géotherme, est une fonction du temps t écoulé ($t = t_1, t = t_2, t = t_3, \dots$).

Kelvin a montré que le gradient de température $G(z)$ est de forme

$$G(z) = \frac{dT(z)}{dz} = \left(\frac{T_0 - T_S}{\sqrt{\pi K t}} \right) e^{-z^2/4Kt}$$

où K est la diffusivité thermique des roches.

- À partir de la figure, décrire qualitativement les variations au cours du temps du gradient géothermique près de la surface terrestre.
En utilisant l'équation indiquée, donner l'expression analytique du gradient géothermique à la surface $G(0)$.
- À partir de $G(0)$, Kelvin a pu calculer un âge pour la Terre.
Pour cela, il fallait connaître K , $G(0)$ et T_0 . La constante K est mesurée en laboratoire ; $K = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. À l'époque de Kelvin, on estimait la température de l'intérieur de la Terre à partir de celle des laves basaltiques émises en surface. Quelle est cette température ? Kelvin pouvait également estimer $G(0)$ par des mesures dans des puits de mines. Quelle est la valeur moyenne de $G(0)$? À partir de ces données, calculer, comme Kelvin en son temps, l'âge de la Terre.
- Par application de la méthode de Kelvin on trouve un âge de la Terre très inférieur à celui que nous lui connaissons aujourd'hui. Cette différence tient aux hypothèses retenues pour le modèle. Discuter ces hypothèses à l'aide des connaissances actuelles sur les modes de transfert de chaleur à l'intérieur du globe terrestre, sur l'origine de la chaleur interne et sur l'homogénéité de la température en profondeur.



VOLCANISME

Le volcanisme concerne l'ensemble des manifestations liées aux volcans – lieux où les laves et gaz chauds atteignent la surface de la croûte solide de la planète – et les phénomènes qui s'y rapportent.

Le volcanisme : un processus planétaire

Le volcanisme n'est pas une exclusivité terrestre dans le système solaire. Les surfaces des planètes telluriques, mais aussi celles de plusieurs satellites de Jupiter et de Saturne, portent des appareils volcaniques semblables aux volcans terrestres.

Le volcanisme n'est actuellement actif que sur les planètes les plus grosses qui sont encore suffisamment chaudes pour entretenir la fusion à l'origine des magmas rejetés. L'évolution thermique d'une planète est, en effet, sous la dépendance de sa capacité calorifique totale (proportionnelle à son volume) et de sa déperdition par flux de chaleur (proportionnelle à sa surface). Son taux de refroidissement est ainsi fonction du rapport surface/volume et donc inversement proportionnel au rayon de la planète. Autrement dit, de la planète tellurique la plus petite à la plus grosse, leurs températures internes doivent être de plus en plus élevées. C'est bien ce que traduit le volcanisme. Sur la Lune, l'activité volcanique a cessé il y a près de 2 Ga. Sur Mars (de taille intermédiaire entre celle de la Lune et celle de la Terre), l'arrêt remonte à 500 Ma. L'activité est toujours importante sur Vénus dont la taille est proche de celle de la Terre.

Les volcans sont à l'origine des reliefs les plus importants connus à la surface des planètes. Sur Mars, Olympus Mons, large de 600 km à sa base et haut de 26 000 m, est le relief le plus élevé du système solaire. Sur Terre, le sommet de l'île d'Hawaii domine la croûte océanique du Pacifique d'une hauteur supérieure à 9 200 m.

Traits généraux de l'activité volcanique terrestre

Sur Terre, environ 1 300 volcans sont considérés comme actifs, plus de 600 d'entre eux ayant eu des éruptions durant la période historique. Ils sont certainement beaucoup plus nombreux puisque l'essentiel de l'activité volcanique terrestre est sous-marine et encore non recensée.

L'apparition d'un volcan ne dépend ni du relief, ni de la nature de la croûte sur laquelle il repose. Il perce indifféremment la croûte continentale (aussi bien dans les plaines

et bassins que dans les chaînes de montagnes) et la croûte océanique (jusque dans les plaines abyssales, à 5 000 m de profondeur).

Les volcans sont souvent disposés en chaînes étroites, arquées (sur la bordure des continents ou dans les arcs insulaires) quand elles sont liées à la subduction, rectilignes quand elles ont pour origine un point chaud ou lorsqu'elles sont guidées par des fractures d'un rift.

• La diversité des formes des volcans aériens – mais que l'on retrouve chez ceux édifiés sous l'eau des mers et des océans – est d'abord sous la dépendance des compositions chimiques et des propriétés physiques des produits émis.

Les laves basaltiques fluides s'écoulent rapidement et longuement, loin des centres éruptifs. Leurs émissions répétées engendrent des appareils de grand diamètre basal et à pente douce (fig. 10.36a), dits volcans « boucliers » (Hawaii, Réunion...).

D'autres effusions de basalte répétées qui utilisent de grandes cassures de la croûte terrestre, sont à l'origine des plus vastes épanchements de lave. Ils se présentent sous forme d'immenses plateaux volcaniques : plateau de la rivière Colombia dans l'Ouest des USA, formé il y a 16 Ma, de 200 000 km² de surface et de 300 000 km³ de volume ; trapps du Dekkan en Inde, âgés de 65 Ma, de plus de 1 000 000 km² de surface et de volume compris entre 1 et 2,5 millions de km³ ; plateau océanique, d'Ontong Java, daté de 125 Ma, de superficie dépassant 2 millions de km² et de plus de 36 millions de km³. Ces énormes plateaux volcaniques ont été mis en place rapidement : 1 Ma pour les trapps du Dekkan ; 3 Ma pour le plateau d'Ontong Java.

Les laves plus acides et plus visqueuses s'épanchent en coulées plus épaisses et courtes. Étant riches en éléments volatils, aux coulées sont associées des éruptions explosives, de telle manière que la superposition des coulées de laves, des couches de cendres et de brèches volcaniques, conduit à l'édification d'appareils coniques appelés stratovolcans (fig. 10.36b).

• Les éruptions volcaniques sont également très variées. On peut toutefois les rassembler en quelques types essentiels :

L'éruption plinienne, caractérisée par un débit considérable (plus de 10 000 t/s) est la plus spectaculaire (fig. 10.36c). À la sortie du cratère, le magma fragmenté et les gaz constituent un jet aux vitesses comprises entre 100 et 300 m/s et à l'origine d'une colonne s'élevant à plus de 20 km. Dans la haute atmosphère, le mélange volcanique s'étale et laisse retomber ses fragments sous forme d'une pluie de cendres et de fragments de lave bulleuse figés en ponces. Un dépôt plinien se produit sur plusieurs centaines

de milliers de km². Son épaisseur décroît en fonction de la distance par rapport au centre éruptif. À quelques kilomètres de la bouche éruptive, l'éruption plinienne est peu dangereuse. Elle peut cependant se transformer en *coulée pyroclastique*, mélange de gaz chauds et de fragments de lave qui s'écoule sur les pentes du volcan à grande vitesse. Le débit est le même, mais les produits volcaniques ne s'élèvent qu'à quelques kilomètres avant de retomber près du centre d'émission où l'effet du dépôt chaotique réparti sur une faible surface, est dévastateur. Herculaneum et Pompéi, en 79 avant J.-C., ont été dévastées par les coulées pyroclastiques du Vésuve.

L'*explosion strombolienne* concerne un volcan à faible débit de lave basaltique. Il s'agit d'une éruption principalement gazeuse durant laquelle, les explosions sont dues à l'éclatement de grosses poches de gaz qui se forment au sein de la lave, dans le conduit éruptif (fig. 10.36b).

Les *nuées ardentes* résultent de l'explosion d'une coulée de lave épaisse (fig. 10.36d). Elles sont ainsi constituées de blocs de toutes tailles issus de la fragmentation de la croûte déjà solidifiée de la coulée et de gouttes de lave issues de son cœur encore chaud et à l'origine des cendres. Une de ces nuées, dévalant la Montagne Pelée, détruisit la ville de Saint-Pierre en Martinique, en 1902.

Les *coulées* sont de formes différentes selon la viscosité de la lave et la pente de l'appareil volcanique. Des basaltes fluides peuvent s'écouler sur plusieurs dizaines de kilomètres sur une surface proche de l'horizontale.

Les *éruptions phréatiques* n'éjectent pas de laves fluides, mais uniquement des fragments de l'appareil volcanique et de son soubassement. Le magma ne joue qu'un rôle indirect en réchauffant et vaporisant l'eau souterraine renfermée dans les roches qui le surmontent. Ces manifestations précèdent l'éruption magmatique proprement dite ; ce n'est cependant pas toujours le cas.

Une éruption volcanique n'est jamais un événement bref, comparable, par exemple, à un séisme. Sa durée est pluriannuelle : plus de 2 ans pour l'éruption de la Montagne Pelée ; plus de 9 ans pour celle du Mont Saint Helens (Ouest des USA) qui a débuté en 1980. Par ailleurs, durant ces périodes d'activité, les manifestations éruptives du volcan varient, de telle manière que les divers types d'éruptions décrits ci-dessus, peuvent se succéder en autant de phases éruptives... rendant l'évaluation du risque plus délicate encore.

Vie et mort d'un volcan

À l'origine des magmas volcaniques, il y a la fusion des roches qui ne sont pas des corps purs et qui, à ce titre, ne se transforment pas en liquide à une seule et même tempé-

rature. Cette fusion, différentielle et partielle, est sous la dépendance de trois variables principales qui induisent le franchissement du solidus (fig. 11.129, p. 462). Ce sont : l'abaissement de la pression, l'augmentation de la teneur en eau et (seulement !) la température.

La *fusion par décompression* produit la plus grande quantité de magma. Elle intervient dans divers contextes : panache mantellique ascendant ; boucle de courant asthénosphérique sous une dorsale océanique ; régions soumises à l'extension où la croûte est fortement étirée (bassins sédimentaires et rifts).

La *fusion par hydratation* joue un rôle essentiel dans les zones de subduction, l'eau étant apportée par la croûte océanique plongeante.

Quant à la *fusion par élévation de température*, elle intervient dans les chaînes de montagnes où les parties profondes de la croûte continentale fortement épaissie, sont portées à des températures supérieures au solidus.

Les magmas qui résultent de fusions toujours partielles (au plus 30 % de roche fondue) sont constitués d'oxydes (SiO₂, FeO et Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, CaO, K₂O, Na₂O) en proportions variables et de nombreux autres composants mineurs. Ils renferment également des éléments volatils, principalement de l'eau (abondante dans les magmas rhyolitiques, rare dans les magmas basaltiques) et du CO₂. Leur viscosité varie fortement, des magmas basaltiques les plus fluides, aux magmas rhyolitiques très visqueux. Il en est de même pour leur densité : 2,70 pour les magmas basaltiques les plus denses, à 2,30 pour les magmas rhyolitiques. Quelle que soit leur nature, les magmas sont toujours plus légers que les roches du manteau ou de la croûte profonde qui les entourent, de telle sorte qu'ils montent vers la surface jusqu'à rencontrer les parties superficielles de la croûte, de densité plus faible, où ils s'accumulent dans un réservoir, la *chambre magmatique*.

La *chambre magmatique* est le siège de phénomènes complexes : réactions chimiques (assimilation ou contamination) avec les roches encaissantes ; enrichissement en éléments volatils ; solidification progressive par cristallisation fractionnée à l'origine de minéraux qui se retrouvent au sein d'un magma résiduel dont la composition chimique diffère alors du magma initial (appauvrissement en Fe, Mg et Ca et enrichissement en Si, Al, K, Na). Des parties des divers magmas (originels ou résiduels) peuvent migrer et atteindre la surface pour donner des roches volcaniques de natures variées mais appartenant à une même série magmatique.

Le gonflement de la chambre magmatique que traduit, en surface, un soulèvement du sol (centimétrique à pluridécimétrique) est lié soit à l'injection de magma primaire supplémentaire, soit à l'enrichissement du magma en

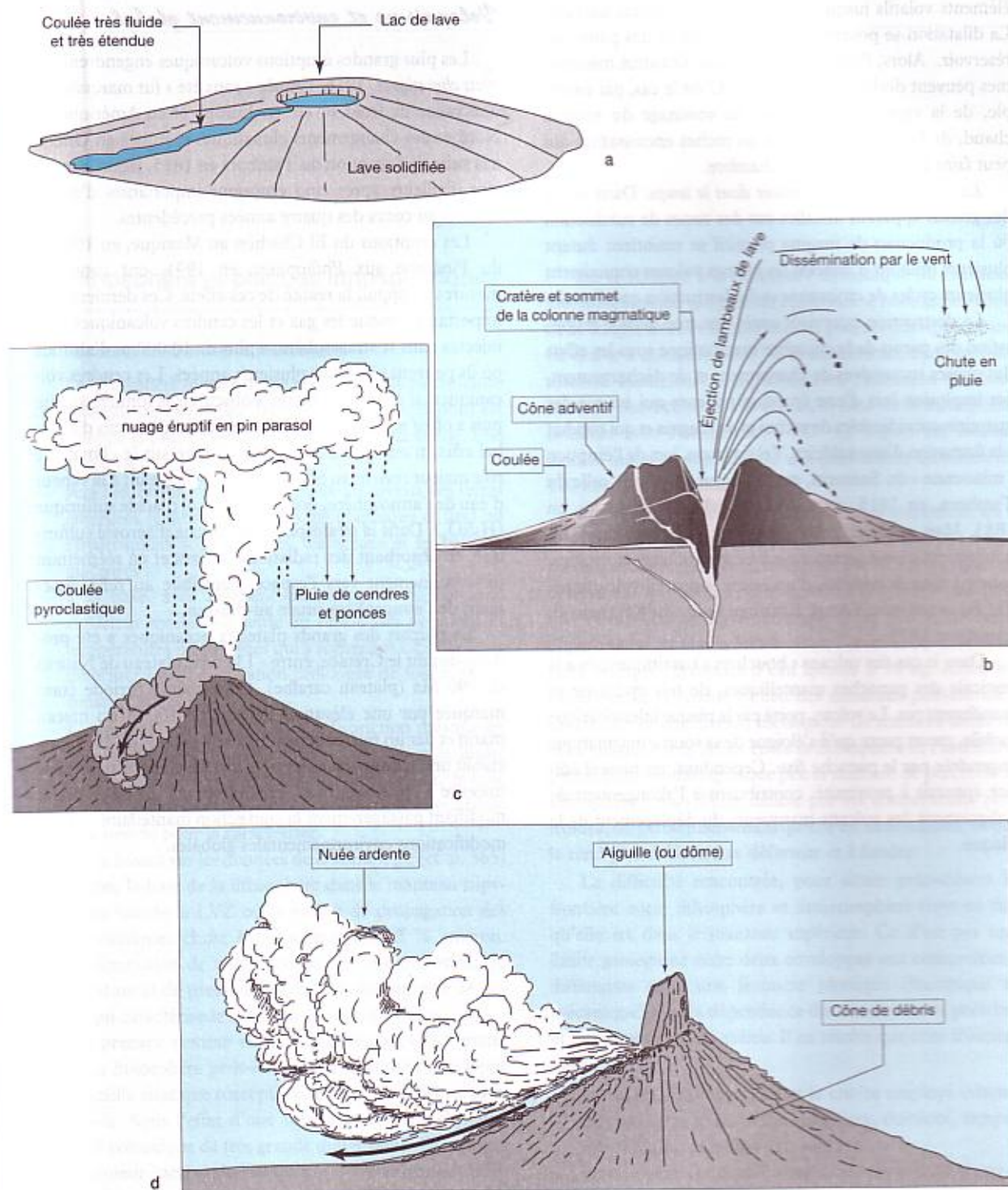


FIGURE 10.36. MORPHOLOGIES ET ÉRUPTIONS VOLCANIQUES. a : volcan « bouclier » de type hawaïen (le diamètre basal est de $\times 100$ km) ; b : structure et fonctionnement d'un stratovolcan de type strombolien ; c : éruption plinienne avec panache atmosphérique et coulée pyroclastique ; d : éruption de type peléenne avec protrusion d'un monolythe de lave très visqueuse et écoulement d'une nuée ardente.

éléments volatils jusqu'à apparition d'une phase gazeuse. La dilatation se poursuit jusqu'à fissuration des parois du réservoir. Alors, l'éruption commence. D'autres mécanismes peuvent déclencher l'éruption. C'est le cas, par exemple, de la vaporisation brutale, au voisinage du magma chaud, de l'eau contenue dans les roches encaissantes qui peut faire éclater le toit de la chambre.

La vie d'un volcan est limitée dans le temps. Dans le cas des grands appareils installés sur des zones de subduction où la production de magma primitif se maintient durant plusieurs millions d'années, les mêmes volcans connaissent plusieurs cycles de croissance et de destruction quasi totale.

La destruction intervient après une trop grande fragilisation des parois de la chambre magmatique sous les effets des phases successives de chargement et de déchargement, par implosion lors d'une éruption majeure qui évacue des quantités considérables de roches et de magma et qui conduit à la formation d'une caldeira. Tel fut le cas, lors de l'éruption « minoenne » du Santorin, en 1600 avant J.-C., de celle du Tambora, en 1815, ou encore de celle du Krakatau, en 1883. Mais après de telles éruptions catastrophiques, un nouveau cycle peut commencer avec apparition et croissance, souvent dans la caldeira, d'un nouvel appareil volcanique. Tel fut le cas avec l'Anak Krakatau (« fils du Krakatau »), apparu en 1923.

Dans le cas des volcans « boucliers » basaltiques nés à la verticale des panaches mantelliques, de tels cycles ne se manifestent pas. Le volcan, porté par la plaque lithosphérique mobile, meurt parce qu'il s'éloigne de sa source magmatique engendrée par le panache fixe. Cependant, un nouvel édifice apparaît à proximité, contribuant à l'allongement de l'alignement des volcans marqueurs du déplacement de la plaque.

Volcanisme et environnement global

Les plus grandes éruptions volcaniques engendrent des effets climatiques. 1816, l'année « sans été » fut marquée par une vague de froid sévère en Europe et en Amérique du Nord et des changements climatiques marqués en Orient, à la suite de l'éruption du Tambora en 1815, laquelle intervint d'ailleurs après cinq éruptions importantes d'autres volcans au cours des quatre années précédentes.

Les éruptions du El Chichon au Mexique, en 1982 et du Pinatubo aux Philippines, en 1991, ont confirmé, mesures à l'appui, la réalité de ces effets. Ces derniers sont importants lorsque les gaz et les cendres volcaniques sont injectés dans la stratosphère, à plus de 10 000 m d'altitude où ils peuvent séjourner plusieurs années. Les cendres volcaniques, si elles contribuent à obscurcir la lumière solaire puis à offrir aux populations des couchers de soleils du plus bel effet, n'ont qu'un impact secondaire sur le climat. Le rôle majeur revient au SO_2 qui, en se mélangeant à la vapeur d'eau de l'atmosphère, donne un aérosol d'acide sulfurique (H_2SO_4). Dans la stratosphère, la couche d'aérosol sulfurique, en absorbant des radiations solaires et en réémettant un rayonnement vers l'espace, contribue au refroidissement de l'atmosphère située au-dessous.

La plupart des grands plateaux océaniques a été produite durant le Crétacé, entre - 135 Ma (plateau de Nauru) et - 90 Ma (plateau caraïbe). Cette même période étant marquée par une élévation de plus de 100 m du niveau marin et par un réchauffement général de près de 10 °C, on établit une corrélation entre une crise volcanique planétaire majeure – probablement engendrée par un événement modifiant passagèrement la convection mantellaire – et des modifications environnementales globales.

1. Lithosphère et plaques lithosphériques

1.1 LE COUPLE LITHOSPHÈRE-ASTHÉNSPHERE

La lithosphère formée d'une croûte et de la partie haute du manteau supérieur (les deux séparées par le Moho) est l'enveloppe la plus externe et rigide de la Terre solide. Elle est en contact :

- vers l'extérieur, avec l'atmosphère au niveau des terres émergées (continents au sens géographique et îles) ou l'hydrosphère sous les mers, les océans et les calottes glaciaires ;
- à sa base, avec l'asthénosphère, partie du manteau supérieur moins visqueuse en raison des pressions et températures plus élevées qui y règnent et capable de se déformer sous l'application prolongée de forces relativement faibles.

L'apparente simplicité de cette distinction masque en fait une réelle difficulté lorsque l'on veut situer la limite entre les deux enveloppes. Inaccessible directement, la base de la lithosphère voit sa position varier selon la méthode mise en oeuvre pour la caractériser.

En se basant sur les données de la sismologie (cf. p. 365) on la situe la base de la lithosphère dans le manteau supérieur, au toit de la LVZ où la vitesse de propagation des ondes sismiques chute brusquement de 10 % environ. Cette diminution de vitesse est due à l'accroissement de température et de pression et donc à la diminution de viscosité qui caractérise le manteau asthénosphérique.

En prenant comme référence la rhéologie des matériaux, la lithosphère peut-être définie comme l'enveloppe superficielle élastique susceptible de subir une déformation réversible. Sous l'effet d'une surcharge (calotte glaciaire, appareil volcanique de très grande dimension) elle subit un enfoncement local qu'accompagne un bombement périphérique caractéristique de la déformation élastique. On peut, dans ce cas, à partir de l'amplitude et de la longueur d'onde de la déformation mesurées en surface, calculer l'épaisseur de la lithosphère élastique. La valeur moyenne obtenue est de 60 km ce qui place entre 600 et 800° C la température à la base de lithosphère ainsi définie.

En se référant à la nécessaire dynamique du manteau asthénosphérique qui permet une certaine homogénéisation de sa température et la mobilité des plaques lithosphériques, on évalue à quelques 1300° C la température minimum du matériel mantellaire compatible avec l'initiation des courants de convection. Dans ce cas, la base de la lithosphère coïncide avec l'isotherme 1300° C, lequel est localisé dans le manteau supérieur, à une profondeur moyenne de 120 km (cahier couleur p. XIV).

Par ailleurs, et depuis quelques années seulement, on a pris conscience de l'influence déterminante de l'eau sur la rhéologie des roches du manteau terrestre. La viscosité de ce dernier – qui est de l'ordre de 10^{22} Pa, soit 10^{25} fois plus que l'eau – baisse fortement, lors d'un très faible ajout d'eau aux minéraux. la baisse est de l'ordre d'un facteur 10 pour quelques grammes d'eau ajoutés à 10 kg. Ainsi, les variations de la teneur en eau des minéraux peuvent elles déterminer la stratification rhéologique du manteau terrestre, et en particulier la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère. Ceci modifie quelque peu la manière de percevoir la lithosphère : plus d'être définie par ses températures plus froides, on pense maintenant qu'elle est déshydratée, ce qui la rend plus difficile à se déformer et à fondre.

La difficulté rencontrée, pour situer précisément la frontière entre lithosphère et asthénosphère tient au fait qu'elle est dans le manteau supérieur. Ce n'est pas une limite géologique entre deux enveloppes aux compositions différentes mais une frontière physique (thermique et mécanique) sous la dépendance des conditions de pression et de température du milieu. Il en résulte que cette frontière varie :

- en un endroit donné, selon le critère employé (vitesse de propagation des ondes sismiques, élasticité, température), pour la définir (cf. supra) ;
- dans le temps et dans l'espace, en fonction du changement de ces conditions. C'est ainsi qu'au droit d'un panache chaud et à l'axe des dorsales océaniques la lithosphère s'amincit par remontée des isothermes, tandis qu'elle s'épaissit considérablement sous les parties anciennes et refroidies des continents.

Océan	SURFACE (10 ⁶ km ²)	PROFONDEUR MOYENNE (m)	VOLUME (10 ⁶ km ³)
Pacifique	181	3 940	714
Atlantique	94	3 575	337
Indien	74	3 840	284
Arctique	12	1 117	14
Valeurs globales	361	3 729	1 349

TABLEAU 11.1. QUELQUES DONNÉES CHIFFRÉES SUR LES OcéANS.

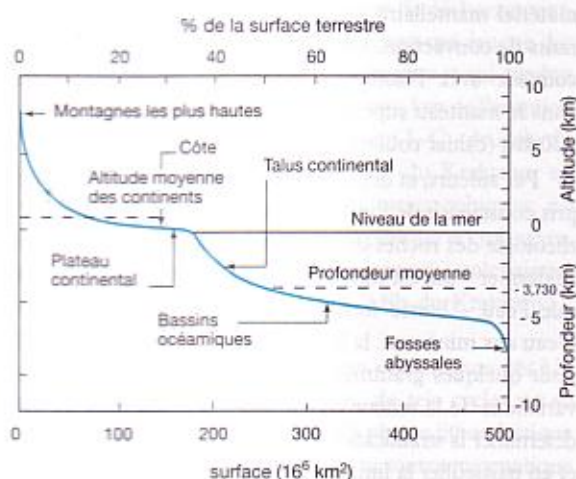


FIGURE 11.1. COURBE CUMULÉE DE LA RÉPARTITION DES ALTITUDES ET DES PROFONDEURS À LA SURFACE DE LA TERRE.

En résumé, la lithosphère est l'entité rigide de surface de la Terre solide. Sa base, dans le manteau supérieur, correspond au changement de comportement des péridotites qui, de rigide pour des températures inférieures à 1300° C, devient plastique aux températures supérieures régnant dès l'asthénosphère sous-jacente.

1.2 LITHOSPHERE OcéANIQUE ET LITHOSPHERE CONTINENTALE

1.2.1 LA LITHOSPHERE OcéANIQUE

a – Le fond des océans : approche morphologique

Les océans et les mers annexes couvrent 361.10⁶ km² (tableau 11.1). 71 % de la surface de la croûte terrestre qui échappent ainsi à l'observation directe, sont restés longtemps inconnus.

En effet, de l'Antiquité à une période récente, une connaissance limitée de l'océan est restée guidée par les seuls besoins pratiques d'ordre alimentaire (pêche) et commercial (transport de marchandises). Après les tentatives infructueuses de Magellan en 1521, lequel, n'atteignant pas le fond avec une corde lestée et longue de 400 m, déclarait que les océans étaient « sans fond », il fallut attendre la seconde moitié du XIX^e siècle pour que soit produite la première ébauche d'une carte bathymétrique à la suite de l'expédition restée célèbre du navire britannique *HMS Challenger* qui sillonna, de 1872 à 1876, les océans Atlantique, Indien et Pacifique. Cette expédition marque en fait la naissance de la géologie marine moderne avec le premier rapport sur la composante biogénétique des sédiments marins et le premier repérage des grands reliefs caractéristiques des fonds océaniques et qui ont été désignés depuis dorsales océaniques. Les échosondages mis en œuvre à partir de 1920, ont, depuis, considérablement amélioré qualitativement et quantitativement les données. Aujourd'hui la morphologie des fonds est relevée fidèlement et en détail, grâce aux sondeurs multifaisceaux de type « Seabeam » des navires océanographiques, tandis que les mesures obtenues par les satellites artificiels équipés d'altimètres radar (fig. 10.7, p. 353) donnent de ce modelé sous-marin une image complète et homogène (voir cahier couleur p. XIII).

3730 m est la profondeur moyenne des océans. Les mesures bathymétriques les plus élevées ont été relevées dans des fosses allongées et étroites dont la plus profonde, dans le Pacifique, est la fosse des Mariannes (11 035 m). Les profondeurs les plus fréquentes comprises entre 4 000 m et 5 000 m (fig. 11.1) caractérisent les plaines abyssales qui s'étendent au-delà des marges continentales aux pentes plus marquées.

Les fonds sous-marins présentent des ensembles morphostructuraux majeurs que l'on retrouve d'un océan à l'autre.

Par exemple, dans l'Atlantique, entre 15° et 20° de latitude nord, partant des côtes africaines et s'éloignant vers l'ouest, en direction des petites Antilles, on rencontre successivement (fig. 11.2) :

- un plateau continental qui s'enfonce en pente très faible (1/1000) vers le large jusqu'à 200 m de profondeur. Sa largeur est, à cet endroit, voisine de 200 km.
- un talus incliné plus franchement (1/20 à 1/30) dont le pied à quelques 3 000 m de profondeur, marque la fin de la croûte continentale africaine. Le glacis qui suit, de pente plus faible (1/100 à 1/200) situe la zone la plus distale d'accumulation de sédiments terrigènes en provenance du continent. L'alimentation de cette zone de dépôt se fait généralement par des canyons sous-marins dont la morphologie est celle de vallées étroites et profondes et dont la tête se trouve en haut du plateau continental dans le prolongement des vallées fluviales continentales.

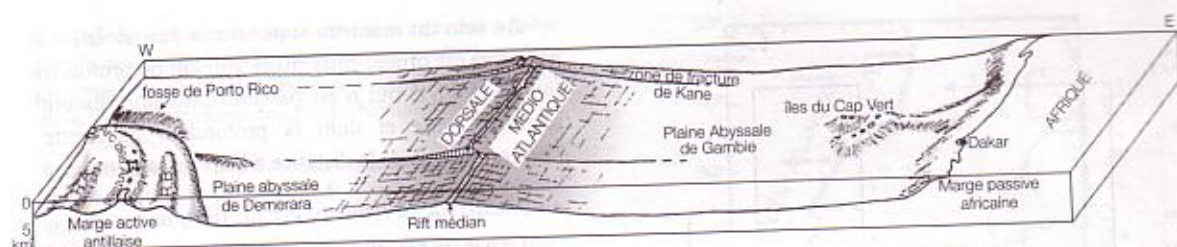


FIGURE 11.2. SCHÉMA REPRÉSENTANT LES TRAITES MORPHOLOGIQUES MAJEURS DES FONDS DE L'Océan ATLANTIQUE ENTRE LES CÔTES AFRICAINES ET LES PETITES ANTILLES. L'échelle des hauteurs est exagérée 30 fois.

- la plaine abyssale de Gambie à fond plat et à pente à peine sensible (moins de 1/1 000) accidentée par les reliefs d'origine volcanique des îles du Cap Vert.
- la dorsale (ou ride) médio-atlantique qui s'élève sur une largeur d'environ 2 000 km à une profondeur de 2 000 m et dont la pente moyenne des ses flancs est de l'ordre de 1/200. Continue dans tout l'Atlantique et se poursuivant au-delà dans les autres océans en une chaîne continue de 60 000 km de long, elle est marquée en surface par une suite d'archipels volcaniques situant autant de points chauds : du nord au sud, l'Islande, les Açores, Tristan da Cunha, etc. Elle est marquée, tout au long de sa crête, par un rift, vallée large de dix à trente kilomètres et profonde en moyenne de 2 000 m, siège d'une activité volcanique, hydrothermale, tectonique et sismique. La dorsale et son rift sont recoupés et décalés par des zones de fractures transversales (zone de fracture de Kane, par exemple) ayant signification de failles transformantes (cf. p. 409 et 457).

Dans les parties nord et sud de l'Atlantique, un tel profil transversal est symétrique, c'est-à-dire que partant du rift (à l'axe de la dorsale) en allant vers les côtes nord ou sud américaines, on retrouve les mêmes éléments morphostructuraux jusqu'aux plateaux continentaux. Selon la transversale choisie, la symétrie n'est manifeste que jusqu'à la plaine abyssale de Demerara comprise.

À l'approche de l'arc des Petites Antilles la morphologie sous marine est en effet différente de celle de la marge africaine. Après la plaine abyssale, on recoupe une suite de crêtes et de bassins : ride de la Barbade portant l'île (faite de roches sédimentaires très déformées) qui lui a donné son nom et culminant en moyenne à une profondeur de 1 000 m, bassin de Tobago (- 2 000 m), arc des îles volcaniques des Petites Antilles, puis bassin de Grenade (- 2 500 m), ride d'Aves (- 1 000 m) et bassin du Venezuela (- 5 000 m) qui appartiennent déjà au domaine caraïbe. Cette morphologie est celle d'un autre type de marge qui assure ici la transition entre l'océan et l'arc insulaire des Petites Antilles. Par opposition à la marge africaine dite « passive » (ni volcanisme actuel, ni sismicité) la marge antillaise de type arc insulaire est active : sismicité, volcanisme, déformation en cours au front oriental de la ride de la Barbade laquelle a signification de prisme d'accrétion (cf. p. 467).

On retrouve les grands ensembles morphostructuraux de cette partie choisie de l'Atlantique dans les autres océans avec, cependant, quelques particularités dans leur importance et leur répartition (cahier couleur, p. XVI) :

prépondérance des marges actives autour du Pacifique, position décalée vers l'est de la dorsale pacifique, plus ou moins forte extension et densité des plateaux et appareils volcaniques émergés (îles volcaniques) ou entièrement sous-marins (*guyots* ou *sea mounts*) posés indifféremment sur les dorsales ou les plaines abyssales, etc...

b - Modèle sismique de la structure de la lithosphère océanique

En dehors de l'axe des dorsales et des zones de transition marge passive - plaine abyssale en pied de talus continental, les études sismiques répétées de la lithosphère océanique ont permis de proposer un modèle à plusieurs couches superposées, chacune d'elles étant caractérisée par des vitesses ou des gradients de vitesses de propagation des ondes P (fig. 11.3 p. 388).

Sous la tranche d'eau de mer (dite parfois *couche 0*) on trouve successivement :

- la *couche 1* constituée par des sédiments non consolidés au contact de l'eau et dont les discontinuités internes correspondent aux strates sédimentaires. Son épaisseur est variable. Nulle près de l'axe des dorsales, elle augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche des marges.
 - la *couche 2*, parfois nommée « couche volcanique », caractérisée par un fort gradient de vitesse sismique. De part et d'autre de l'axe des dorsales, sa partie supérieure, rugueuse car accidentée, en contact avec le milieu marin, est faite de basaltes épanchés sous l'eau.
 - la *couche 3*, dite aussi « couche océanique », plus épaisse et plus uniforme que la précédente caractérisée par une faible augmentation des vitesses avec la profondeur. La limite entre les couches 2 et 3 qui n'est pas marquée par une discontinuité nette, est placée au changement du gradient de vitesse. À sa base, la couche 3 est séparée du manteau supérieur lithosphérique par la discontinuité sismique nette (sauf sous les dorsales) du Moho.
- La *croûte océanique* englobe les couches 1 à 3.

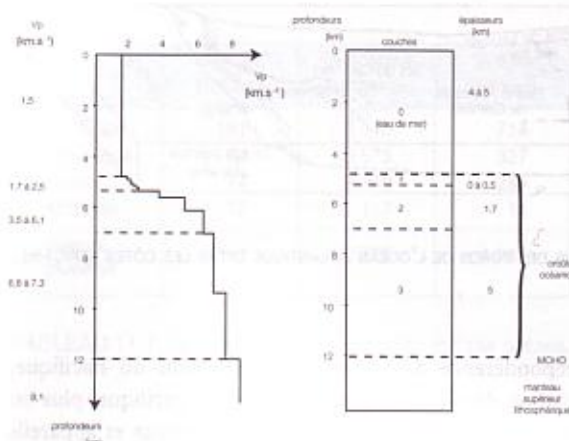


FIGURE 11.3. PROFIL DE VARIATION DES VITESSES DE PROPAGATION DES ONDES P DANS LA LITHOSPHÈRE OcéANIQUE ET MODÈLE EN COUCHES CORRESPONDANT.

Au sein du manteau supérieur la base de la lithosphère océanique est située, entre 50 et 200 km de profondeur, au toit de la LVZ qui n'est pas non plus une discontinuité sismique nette et dont la profondeur augmente avec l'accroissement de la distance à l'axe de la dorsale.

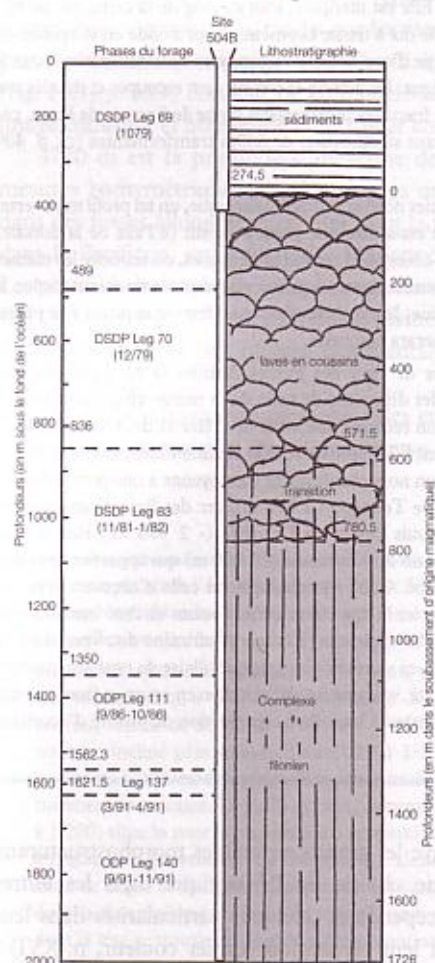
c - Nature de la lithosphère océanique

La nature pétrologique des diverses couches du modèle sismique de la lithosphère océanique est connue directement, mais partiellement seulement, grâce aux forages océaniques et aux observations et échantillonnages, à l'aide de submersibles, de panneaux océaniques faillés.

Au site 504 B, dans la partie équatoriale et orientale du Pacifique et à proximité des îles Galapagos, le puits foré et carotté au cours de 6 campagnes DSDP (Deep Sea Drilling Program) puis ODP (Ocean Drilling Program) a pénétré les 2 000 m supérieurs de la croûte océanique formée il y a 6,2 Ma (Fig. 11.4). Sous 274,5 m de sédiments correspondant à la couche 1 du modèle sismique, le soubassement océanique comprend de haut en bas :



FIGURE 11.4. SITUATION DU FORAGE 504 B RÉALISÉ DANS LA CROÛTE DE L'OcéAN PACIFIQUE ET SUCCESSION LITHOLOGIQUE TRAVERSÉE. Les avancées du forage obtenues au cours des 6 campagnes DSDP puis ODP qui se sont succédées entre 1979 et 1991, sont indiquées.



- 571,5 m de rares coulées et surtout de basaltes en coussins (*pillow lavas*) de dimension métrique. Cette forme est celle de sections transversales de tubes dont la bordure s'est figée au contact de l'eau de mer et à l'intérieur desquels le cheminement de la lave a pu se poursuivre.
- 209 m de basaltes sous forme de brèches, de coussins, de coulées ; ils sont pénétrés par les terminaisons de dykes basaltiques de l'unité sous-jacente.
- 945,5 m de complexe filonien constitué par des dykes qui se recoupent et dont la composition est identique à celle des basaltes supérieurs dont ils ont assuré la mise en place.

La limite entre les couches 2 et 3 du modèle sismique qui avait été située entre 1660 et 1880 m sous le fond de la mer, a été franchie par le forage sans que n'ait été traversée la transition attendue entre le complexe filonien et les gabbros prévus au-dessous.

Dans l'Atlantique, à la faveur d'un escarpement de la zone de fracture Véma, une coupe levée grâce au submersible *Nautille* donne à ce jour l'information directe la plus complète sur la croûte océanique, ici âgée de 16 Ma. De haut en bas, ont pu être successivement situés et ordonnés malgré la présence de failles (fig. 11.5) :

- entre 2 200 et 3 000 m de profondeur, des basaltes en couches et en coussins de dimension métrique ;
- entre 3 000 et 4 000 m, le complexe filonien constitué de dykes basaltiques sub-vectifs intrusifs les uns dans les autres et qui ont alimenté les épanchements de laves précédents ;
- entre 4 000 et 4 500 m, des gabbros, roches magmatiques grenues dont la composition chimique est très voisine des roches éruptives qui les surmontent. Leur magma d'origine était quasiment identique à celui des basaltes ; mais il a pu cristalliser en se refroidissant lentement, isolé de l'eau de mer par près de 2 000 m de carapace basaltique.
- en pied d'escarpement, au-dessous de 4 500 m, les péridotites du manteau lithosphérique, très fortement altérées au contact de l'eau de mer et donc le plus souvent transformées en serpentinites. Le jeu des failles à composante normale et/ou le gonflement des serpentinites au cours de l'altération des péridotites, ne permettent pas l'observation (au long du cheminement suivi par le *Nautille*) du contact entre les gabbros qui appartiennent à la base de la croûte océanique et les péridotites du manteau supérieur, c'est-à-dire le Moho.

d - Ophiolites et lithosphère océanique

Les *ophiolites* (du grec *ophis*, le serpent et *lithos*, la pierre) ainsi nommées par Brongniart au XIX^e siècle, à cause de leur aspect écailleux de peau de serpent, sont des associations de roches à couleur dominante verte, semblables à celles que nous venons de décrire *in situ* au fond de l'océan.

On les rencontre à terre, toujours en situation tectonique anormale, reposant sur la bordure d'un continent (Oman, Papouasie - Nouvelle Guinée, Nouvelle Calédonie) ou coïncés dans une suture à la suite d'une collision intervenue entre deux blocs continentaux (Alpes, Hellenides, Himalaya, Appalaches...). De ce fait, les formations appartenant à ces ophiolites sont généralement démembrées. Aussi le géologue

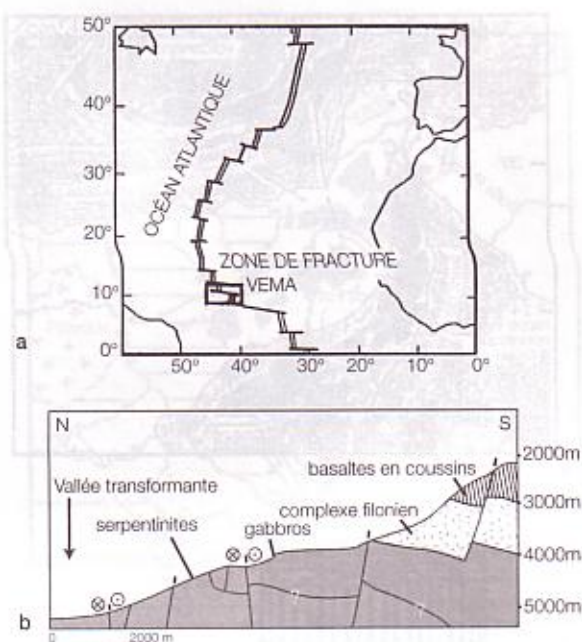


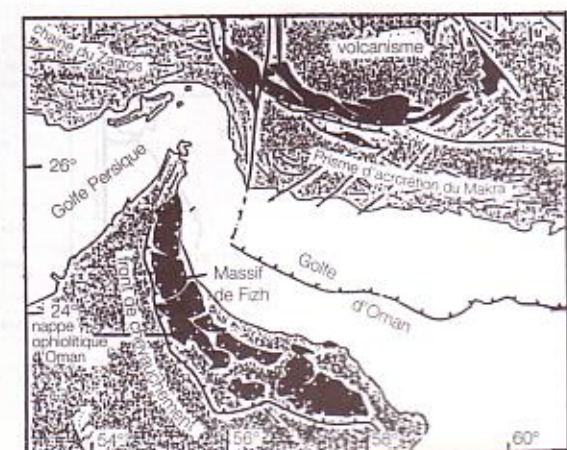
FIGURE 11.5. a : Situation de la zone de fracture transformante Véma sur la dorsale atlantique. b : Coupe géologique de la croûte océanique de l'Atlantique levée à partir du submersible *Nautille* (campagne Véma, 1988) selon l'escarpement sud de Véma. Les failles sont à composantes décrochantes dextres et normales. À souligner que cette succession, avec présence d'un complexe filonien développé, reste exceptionnelle le long de la dorsale atlantique, en l'état des connaissances actuelles. Le plus souvent, les laves reposent directement sur les gabbros de la partie profonde de la croûte océanique ou sur les péridotites plus ou moins serpentinisées du manteau supérieur.

doit-il reconstruire leur succession d'origine, avant d'obtenir l'échantillon de lithosphère d'un océan aujourd'hui disparu (par exemple la Téthys du Jurassique - Crétacé inférieur dans le cas des Alpes, de la Corse et de l'Apennin).

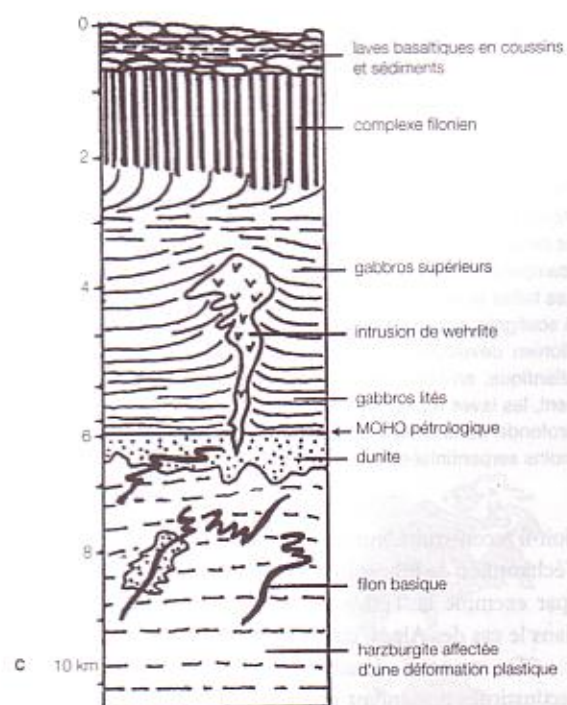
De manière détaillée, les ensembles ophiolitiques reconstitués présentent une large diversité d'épaisseur, de structure interne, de composition.

Dans le cas école d'Oman, on individualise, dans l'assemblage ophiolitique particulièrement bien exposé et conservé, 5 termes qui sont (fig. 11.6 p. 390) :

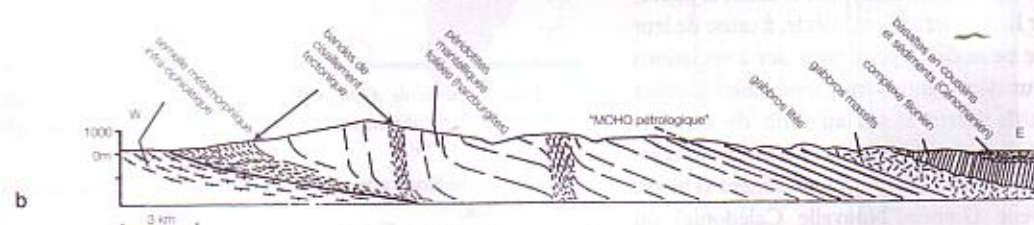
- Roches sédimentaires d'origine pélagique : radiolarites, calcaires fins ou pélites.
 - Basaltes en coulées, brèches et coussins, de nature tholéitique que caractérise leur pauvreté en alcalins ($K_2O < 0,5\%$; environ $2,5\%$ de Na_2O) et leur teneur en SiO_2 voisine de 50% .
- La limite supérieure des coussins est convexe vers le haut, tandis que la base « pédonculée » moule les formes sous-jacentes. Il y a là un



a



c



b

FIGURE 11.6. a : La nappe ophiolitique d'Oman posée sur la bordure du continent arabe dans son contexte régional. b : coupe géologique dans la partie sud du massif ophiolitique de Fijh, dans lequel les constituants de la lithosphère océanique ont conservé leurs relations originelles ; f : chevauchement basal ; c : colonne synthétique de la série ophiolitique d'Oman.

excellent critère de polarité permettant de savoir, sur le terrain, si l'ensemble basaltique a été ou non secondairement renversé. La structure des coussins témoigne de leur mise en place sous l'eau : présence d'un cœur compact entouré d'une écorce plus ou moins riche en vésicules (anciennes bulles de gaz figées au moment du refroidissement de la lave) ; nature vitreuse de la pellicule entourant le coussin à la suite de la « trempe » du flux de lave au contact de l'eau froide. La matrice qui réunit les coussins est parfois faite de fragments détachés des enveloppes vitreuses : les hyaloclastites. Dans d'autres cas elle est constituée de brèches issues de la fracturation des coussins. Elle peut être formée, enfin, par des parties sédimentaires piégées, au moment du dépôt, dans les espaces inter-pillows.

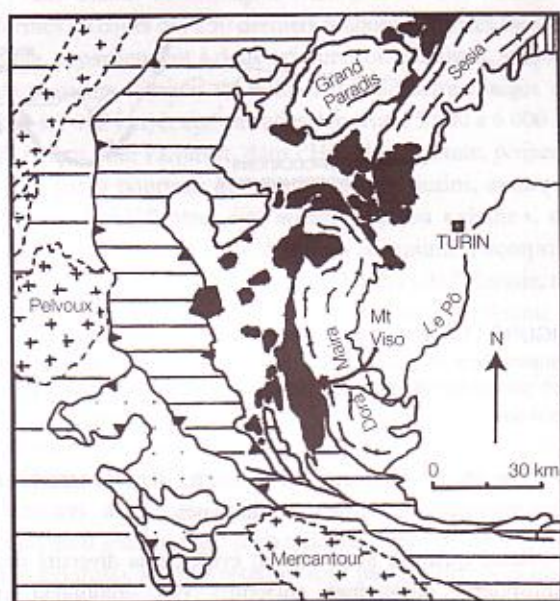
• **Complexe filonien** dont les extrémités supérieures et inférieures pénètrent respectivement dans les roches effusives basaltiques et les roches plutoniques gabbroïques. Il est formé de dykes basaltiques, subverticaux et se recoupant, épais de quelques décimètres à quelques mètres. Dans leurs bordures figées, les cristaux sont plus petits que dans l'axe ; la raison en est un refroidissement plus rapide du magma chaud en périphérie du conduit, au contact avec l'encaissant froid.

• **L'ensemble des gabbros.** Il présente une texture différenciée. Relativement homogène dans sa partie supérieure, il est lité à la base. Dans la partie inférieure, les lits centimétriques à décimétriques, initialement horizontaux, sont constitués par des accumulations de cristaux de nature, de taille et d'association variées. On passe ainsi, de bas en haut, et de lit en lit, de péridotites litées et de pyroxénolites à des gabbros magnésiens (à olivine), puis à des gabbros d'abord à clinopyroxène, ensuite à orthopyroxène. Cette base différenciée, caractéristique des cumuls magmatiques, est le résultat de l'accumulation, en fond de chambre magmatique, de cristaux plus denses, formés dans les premiers temps de la lente cristallisation fractionnée de liquides silicatés dont la température initiale était voisine de 1 300 °C.

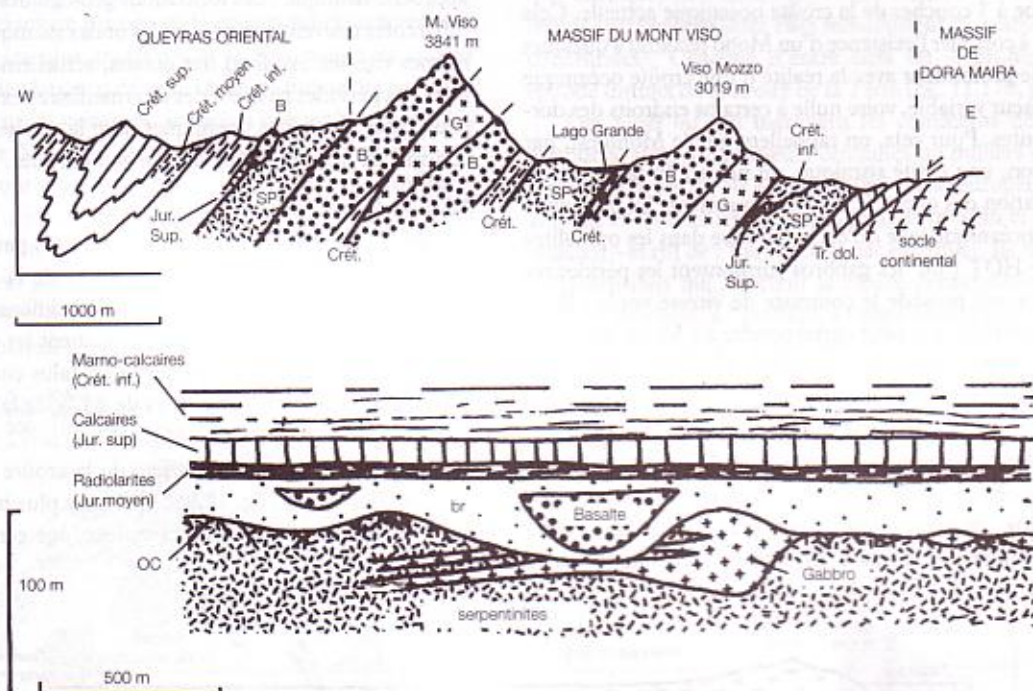
• **Les péridotites du manteau supérieur.** La base des assemblages ophiolitiques est faite de roches ultrabasiques, pauvres en SiO_2 (moins de 45 %) et riches en Mg (45 % de MgO). Ce sont des péridotites parmi lesquelles la harzburgite (olivine + orthopyroxènes) apparaît plus fréquente que la lherzolite (olivine + orthopyroxènes + clinopyroxènes) considérée pourtant comme la péridotite normale du manteau supérieur (avant extraction du magma basaltique par fusion partielle, le résidu réfractaire de cette fusion étant la harzburgite). Les péridotites possèdent le plus souvent une structure acquise et orientée se manifestant sous forme de foliation, de linéation, de boudinage... Ces « tectonites », comme on nomme parfois ces roches, résultent d'une déformation à chaud, dans des conditions de pression (de profondeur) où olivines et pyroxènes, déformés et recrystallisés selon des orientations préférentielles, sont stables.

Tel que nous venons de le décrire, l'assemblage ophiolitique est le portrait emblématique d'un *premier type* que l'on retrouve à Chypre, en Turquie, en Oman et qui, de toute évidence, correspond à une lithosphère à croûte océanique engendrée par des dorsales rapides de type Pacifique. Dans ce premier type, le manteau supérieur est à dominante harzburgitique ; aussi est-il désigné *HOT* (*Harzburgite Ophiolite Type*).

L'autre type d'assemblage que l'on rencontre dans les Alpes, la Corse, l'Apennin... possède une croûte magmatique moins bien « stratifiée », parfois incomplète, affectée de nombreuses failles normales qui témoignent d'un étirement important contemporain de sa formation et où les basaltes en coulées et coussins surmontent souvent des péridotites serpentinisées ou leurs produits de démantèlement sous-marin (fig. 11.7). Depuis l'observation d'associations comparables le long de la dorsale Atlantique, on situe sa genèse à l'axe d'anciennes dorsales lentes. Ce *deuxième type*, où le manteau supérieur est à dominante lherzolitique, est nommé *LOT* (*Lherzolitic Ophiolite Type*).



a



b

c

FIGURE 11.7. a : Les principaux massifs ophiolitiques (en noir) des Alpes occidentales franco-italiennes. b : Coupe à travers les ophiolites du Mont Viso sur laquelle les assemblages, variables d'une unité à l'autre, apparaissent plus ou moins riches en roches magmatiques (gabbros et/ou basaltes) et toujours dépourvus de complexe filonien. c : Reconstitution schématique en coupe de la partie supérieure de la lithosphère océanique téthysienne qui séparait les continents eurasiatique et africain avant la collision alpine, à partir de l'étude détaillée du massif ophiolitique Cascavelier - Rocher Blanc (Queyras). Une telle association que l'on retrouve aujourd'hui à l'axe de la dorsale lente atlantique, est le produit d'une évolution en plusieurs étapes : mise à nu du substratum ultrabasique (péridotites mantelliques) et gabbroïque, production de brèches de pentes accompagnée d'émission de laves basaltiques, puis dépôt de sédiments marins. Ce caractère polyphasé est en accord avec les données géochimiques qui situent des sources différentes pour l'origine des gabbros et celle des basaltes. B : basaltes ; G : gabbros ; br : brèches sédimentaires ; OC : opicalcites dans la partie supérieure fracturée des serpentinites.

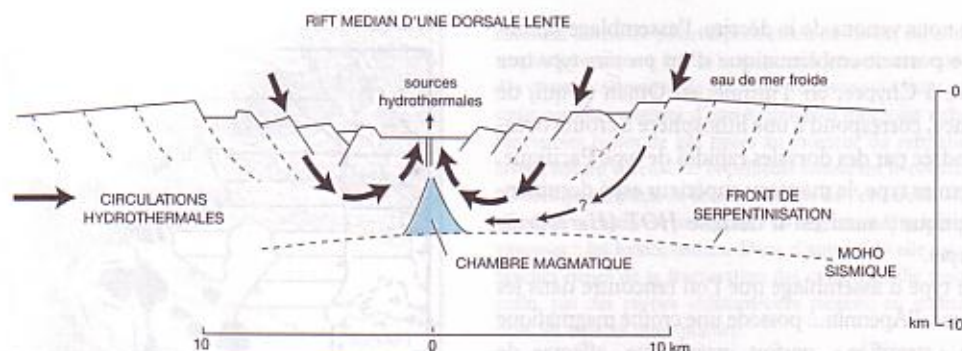


FIGURE 11.8. CIRCULATION HYDROTHERMALE ET FRONT DE SERPENTINISATION À L'AXE D'UNE DORSALE LENTE DE TYPE ATLANTIQUE. L'eau de mer pénètre dans la croûte supérieure fracturée principalement sous l'effet de la distension, jusqu'à des profondeurs voisines de 6 à 7 km. Les péridotites du manteau supérieur sont serpentinisées par hydratation. Le front de serpentinisation situerait de la sorte le Moho sismique.

Il existe, évidemment, des ophiolites dont les caractères sont intermédiaires entre ces deux types.

Reste qu'après avoir mis en évidence la diversité des lithosphères océaniques anciennes (les ophiolites) et actuelles, il faut tenter de comprendre l'unicité du modèle sismique à 3 couches de la croûte océanique actuelle. Cela revient à concilier l'existence d'un Moho reconnu à quelques 6 km de profondeur avec la réalité d'une croûte océanique d'épaisseur variable, voire nulle à certains endroits des dorsales lentes. Pour cela, on rappellera que le Moho est, par définition, une entité sismique, un niveau où la vitesse de propagation des ondes P croît brusquement. La base de la croûte océanique telle qu'on la retrouve dans les ophiolites de type HOT (où les gabbros surmontent les péridotites du manteau) possède le contraste de vitesse voulu ; là, le Moho géophysique peut correspondre au Moho pétrographique. Cependant, la serpentinisation des péridotites mantellaires conduit à une diminution de vitesse tout aussi importante (7 km/s contre 8,1 km/s). Il est donc probable qu'en bien des endroits (et tout d'abord là où des péridotites sont, ou ont été, en contact avec l'eau de mer) le Moho ne soit autre que la limite serpentinite-péridotite, limite d'hydratation que contrôlerait la base des boucles de la

circulation hydrothermale à l'axe des dorsales lentes océaniques (fig. 11.8).

La lithosphère océanique ne possède donc pas un seul et même type de croûte comme a pu le suggérer la simplicité structurale trompeuse du modèle déduit de la seule approche sismique : des formations géologiques de natures différentes peuvent transmettre les ondes sismiques avec les mêmes vitesses. Au fond des océans, actuellement comme dans des périodes passées, des intermédiaires existent entre deux types de croûtes océaniques dont la genèse est sous le contrôle de la vitesse d'expansion aux dorsales.

1.2.2 LA LITHOSPHERE CONTINENTALE

En géologie, les continents ne se limitent pas aux terres émergées qui ne représentent que 29 % de la surface du globe terrestre. Par référence à la croûte – différente de celle des océans – qui les constitue, ils englobent les principales terres émergées, les plate-formes et les talus continentaux sous-marins, couvrant ainsi près de 45 % de la surface de la Terre solide (fig. 11.1, p. 386).

La croûte continentale diffère de la croûte océanique par bien des points (fig. 11.9) : épaisseur plus importante, densité plus faible, structure complexe, âge généralement plus ancien.

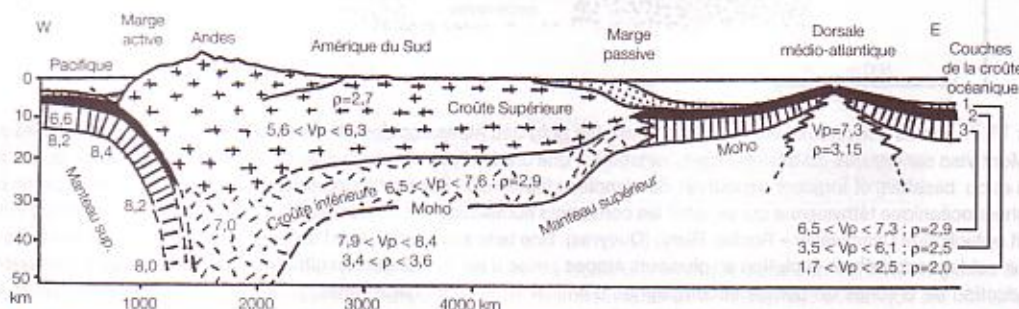


FIGURE 11.9. STRUCTURE SISMIQUE COMPAREE DE LA CROÛTE CONTINENTALE ET DE LA CROÛTE OCEANIQUE, AU LONG D'UN TRANSECT PACIFIQUE-AMERIQUE DU SUD-ATLANTIQUE. Noter l'exagération considérable de l'échelle des profondeurs et l'épaississement de la croûte continentale sous la cordillère des Andes qui forme une racine enfoncée dans le manteau supérieur.

Alors que les roches les plus vieilles connues de la croûte des océans actuels n'ont que 160 millions d'années, les roches les plus âgées de la croûte continentale ont près de 3,5 milliards d'années. La différence d'âge tient au contraste de densité entre lithosphère océanique et lithosphère continentale. À l'échelle des temps géologiques, la lithosphère océanique disparaît rapidement après sa formation dans les zones de subduction, une fois refroidie et devenue aussi dense ($\rho = 3,3$) que l'asthénosphère ; alors que la lithosphère continentale, moins dense ($\rho = 3,2$) du fait de la présence d'une croûte plus légère et plus épaisse (elle joue le rôle de flotteur), demeure en majeure partie à la surface du globe. Il en résulte que les continents gardent, dans leurs matériaux et leurs structures, la mémoire de la dynamique du globe et des mécanismes qui ont conduit à leur élaboration depuis plusieurs milliards d'années.

a - Les principaux traits morphostructuraux des continents

Morphologiquement et géologiquement, un continent comprend plusieurs ensembles.

Les régions de plaines et de moyen relief caractérisent les parties les plus anciennes et stables nommées *cratons* depuis Stille. Au cœur de ceux-ci, on distingue des *boucliers*, où affleurent les ceintures de roches précambriennes (plus vieilles que 570 Ma) essentiellement granito-gneissiques. Ils sont entourés de *plates-formes* où ceintures précambriennes et chaînes de montagnes paléozoïques (250 à 570 Ma) effondrées tardivement et érodées, sont recouvertes, en discordance, par des séries sédimentaires ou volcaniques plus récentes, peu ou pas déformées et donc demeurées subhorizontales.

Les chaînes de montagnes récentes et les arcs insulaires, formés au cours des 250 derniers millions d'années du cycle alpin, appartiennent à deux ceintures orogéniques, longues de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres, larges de 200 à 1 000 km et aux altitudes dépassant 5 000 à 6 000 m (8 848 m pour l'Everest, dans l'Himalaya) : l'une, *périscopique*, sur le pourtour des continents américains, asiatique et australien ; l'autre, dite *mésogénée*, (ou « alpine », ou encore « téthysienne ») de direction latitudinale, comprise entre les cratons de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie, au nord, et de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Arabie et de l'Inde, au sud.

Des plus anciennes, constituant les boucliers (canadien, balte, sibérien, amazonien, africain...) aux plus récentes, chacune des ceintures orogéniques a évolué pendant quelques centaines de millions d'années. Les âges de deux ceintures adjacentes peuvent différer de centaines de millions d'années, voire d'un milliard d'années (fig. 11.10). Les ceintures les plus récentes sont parfois disposées obliquement par rapport aux plus anciennes et les recoupent (par exemple, en France, Alpes et Pyrénées recoupent la chaîne hercynienne dont elles remobilisent de vastes unités structurales). Chacune d'entre elles est le produit d'un épisode distinct de l'histoire de la Terre (fig. 11.170, p. 491).

Des fossés ou *rifts* marquent les continents de sillons effondrés, longs de plusieurs centaines ou milliers de kilomètres et larges de 50 à 100 km (rift ouest européen – englobant en France les limagnes, le fossé bressan et le fossé alsacien – et rift de l'Est africain, par exemple). Ils résultent de distensions qui affectent la croûte continentale et qui peuvent conduire, à l'extrême, à l'apparition d'une nouvelle croûte océanique (golfe de Californie, mer Rouge).

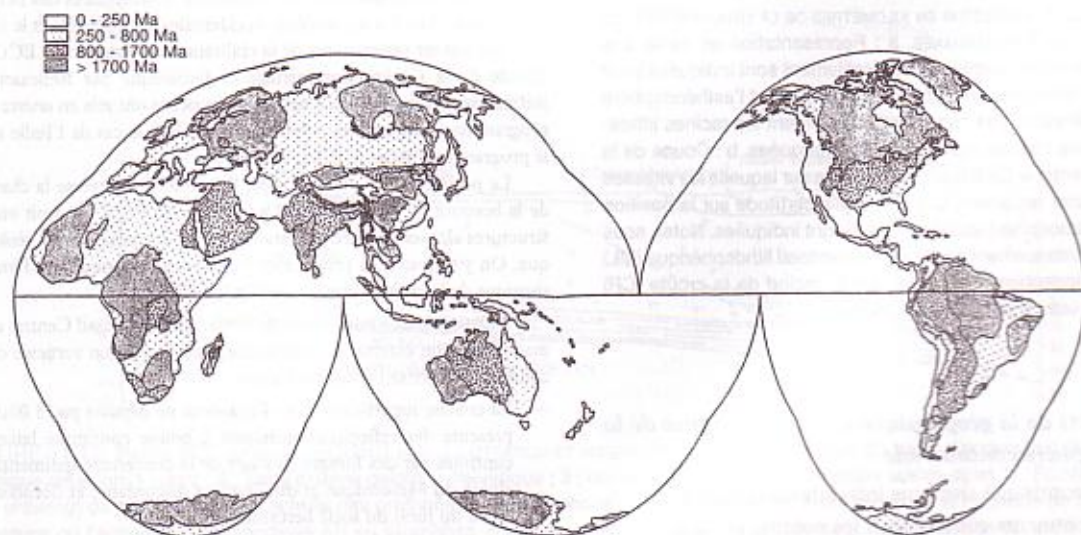


FIGURE 11.10. RÉPARTITION ET ÂGES DES CEINTURES OROGÉNIQUES CONSTITUANT LA CROÛTE CONTINENTALE. Les bassins et plates-formes sédimentaires ainsi que les grands entablements volcaniques ne figurent pas.

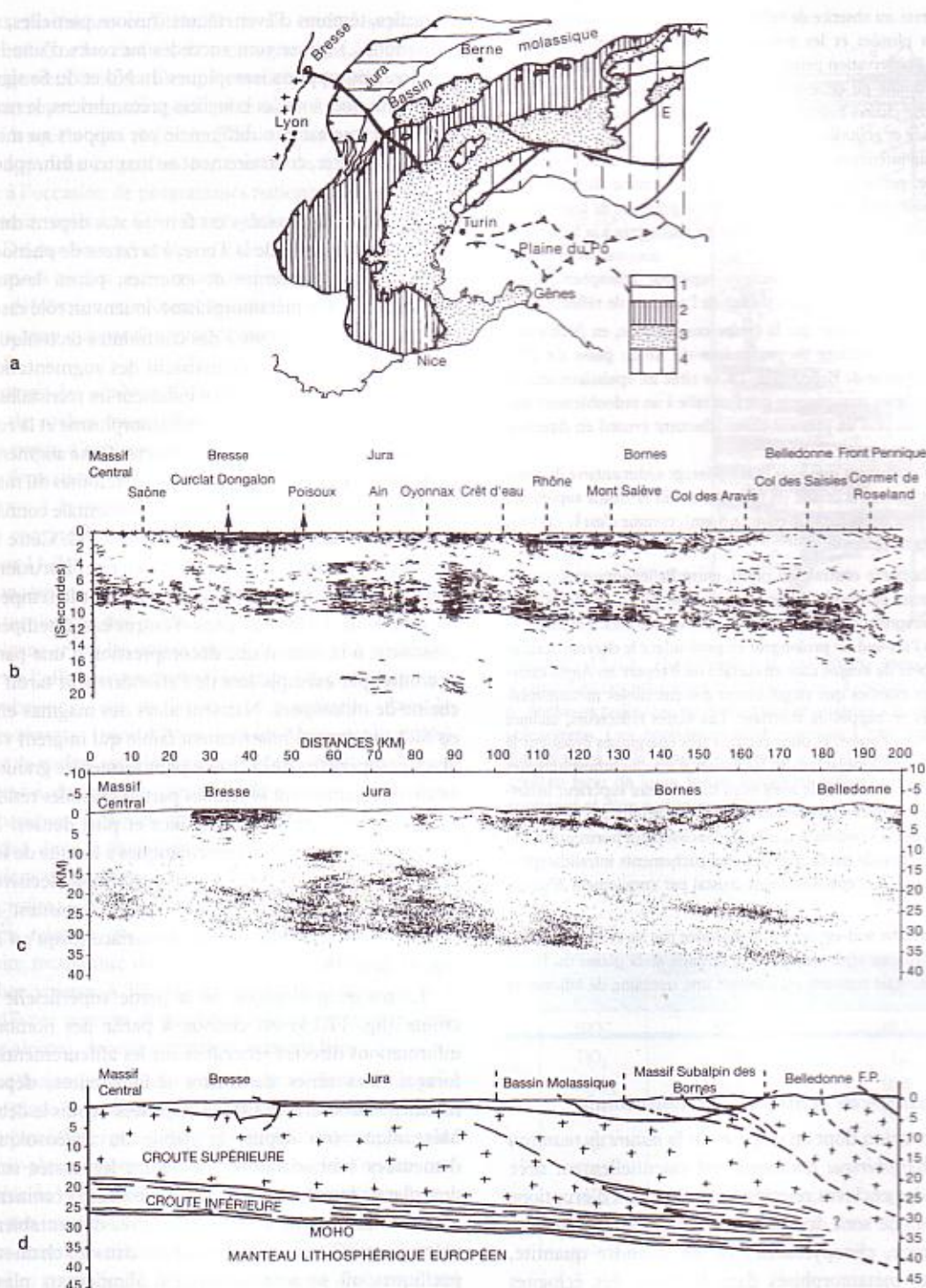


FIGURE 11.12. PARTIE NW DU PROFIL ECORS ALPES : SITUATION ET INTERPRÉTATION. a : Localisation du trajet d'acquisition du profil par sismique réflexion; 1 : Jura ; 2 : Zone externe delphino-helvétique ; 3 : domaine pennique ; 4 : ensemble austro-alpin. b : Pointé sismique (line drawing) du profil sur lequel l'échelle des profondeurs est en secondes temps double. c : Profil migré par la méthode de la tangente commune où l'échelle des profondeurs est en kilomètres. d : Une coupe géologique proposée pour l'interprétation du profil. FP : front pennique.

cette rareté ou absence de réflecteurs au fait que les limites lithologiques plissées et les schistosités sont fortement redressées, comme l'observation permet de le vérifier dans le Massif Central et Belledonne où cette entité affleure : il s'agit d'une partie de l'ancienne chaîne hercynienne du Paléozoïque supérieur, métamorphisée et granitisée.

- La croûte inférieure, comme c'est souvent le cas dans l'Ouest de l'Europe, présente un aspect lité sur une dizaine de kilomètres d'épaisseur. Le litage sismique est lié à la présence de forts réflecteurs, parallèles entre eux et de plus en plus serrés à la base où ils situent le Moho.
- La partie sommitale du manteau supérieur lithosphérique est entièrement « transparente » du fait de l'absence de réflecteurs.

Il apparaît par ailleurs que la croûte continentale, en fléchissant, s'enfonce progressivement (la profondeur du Moho passe de 25 à 40 km) à l'approche de Belledonne. Là, se situe un épaississement de la croûte supérieure transparente que l'on relie à un redoublement tectonique à la faveur d'un premier chevauchement crustal en direction de l'ouest – nord ouest.

À noter également que sous le remplissage sédimentaire du fossé tertiaire de la Bresse, la croûte (et principalement la croûte supérieure transparente) est amincie (ici d'environ 5 km), comme c'est le cas sous les autres rifts tertiaires.

• Dans la partie centrale du profil, entre Belledonne et le massif cristallin interne de Sesia, l'image sismique est plus confuse et reste délicate à interpréter. Deux familles de réflecteurs nets, parallèles et pendant vers l'est-sud est prolongent en profondeur le chevauchement pennique repéré de longue date en surface où il sépare les Alpes externes des Alpes internes que singularisent des ensembles métamorphisés, structurés en nappes de charriage. Les autres réflecteurs, inclinés vers l'est ou vers l'ouest, et dont certains très énergiques évoquent le Moho, situent vraisemblablement les limites d'écaillés lithosphériques (faites de croûte continentale mais aussi de manteau supérieur lithosphérique) imbriquées et superposées en une géométrie complexe. L'image suggère, à l'évidence, que le raccourcissement horizontal alpin est absorbé en grande partie, par des chevauchements intralithosphériques à l'origine de l'épaississement crustal par empilement d'unités charriées.

• À l'extrémité sud-est du profil, marquée par les réflecteurs horizontaux de l'épaisse série sédimentaire tertiaire de la plaine du Pô, la croûte continentale retrouve rapidement une trentaine de kilomètres d'épaisseur.

c – Composition de la lithosphère continentale

L'information dont on dispose sur la nature du manteau supérieur lithosphérique continental est essentiellement tirée de l'étude des enclaves rejetées en surface lors d'éruptions volcaniques. Ce sont des lherzolites (péridotites à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène) et, en moindre quantité, des basaltes métamorphisés dans le faciès des éclogites (hautes pressions et hautes températures). Leurs natures pétrologique et géochimique indiquent que cette partie sous-continentale du manteau lithosphérique présente des hétérogénéités minéralogiques et chimiques, latérales et

verticales, témoins d'événements (fusions partielles, recristallisations...) qui se sont succédés au cours d'une longue histoire. Les rapports isotopiques du Nd et du Sr signalent cependant que, sous les boucliers précambriens, le manteau lithosphérique est peu différencié par rapport au manteau primitif terrestre, contrairement au manteau lithosphérique océanique.

La croûte continentale s'est formée aux dépens du manteau durant l'histoire de la Terre, à la faveur de phénomènes géodynamiques, internes et externes, parmi lesquels le magmatisme et le métamorphisme jouent un rôle essentiel.

Enfouies et soumises à des contraintes tectoniques, les formations géologiques connaissent des augmentations de pression et de température qui induisent les recristallisations de minéraux à l'état solide du métamorphisme et la restructuration interne des roches dans le sens d'une augmentation de densité. Moins réfractaires que les péridotites du manteau sous-jacent, les roches de la croûte continentale connaissent un début de fusion à partir de 700 – 800 °C. Cette fusion partielle est induite : dans certains cas, par l'intrusion d'un magma en provenance du manteau et dont la température est proche de 1 100 °C ; dans d'autres cas, à température constante, à la suite d'une décompression d'une partie de la croûte, par exemple lors de l'effondrement tardif d'une chaîne de montagnes. Naissent alors des magmas enrichis en SiO₂ de densité relativement faible qui migrent vers les niveaux supérieurs de la croûte pour former les granitoïdes, tandis que demeurent *in situ* des parties crustales résiduelles et réfractaires, appauvries en silice et plus denses. Métamorphismes et migrations magmatiques à la suite de fusions partielles, apportent ainsi une contribution décisive à la mise en place du gradient de densité croissant relevé dans la croûte continentale, de la surface jusqu'au Moho (fig. 11.8, p. 392).

La nature géologique de la partie superficielle de la croûte (fig. 11.13) est connue à partir des nombreuses informations directes recueillies sur les affleurements et en forages. Des séries de roches sédimentaires, dépassant rarement 5 000 m d'épaisseur, déposées depuis le début du Mésozoïque (ou depuis le début du Paléozoïque) et demeurées subhorizontales, couvrent les vastes surfaces des plates formes et des grands bassins continentaux. Plusieurs régions présentent, en outre, des entablements volcaniques. C'est notamment le cas dans les chaînes péri-pacifiques où se sont accumulés d'imposants plastrons andésitiques, ignimbritiques ou basaltiques et aux endroits des points chauds marqués par la présence d'immenses plateaux basaltiques ou *trapps* (Deccan en Inde, Karoo en Afrique orientale, Parana en Amérique du Sud, Sibérie...).

Les matériaux constitutifs de la croûte supérieure affleurent dans les chaînes de montagnes, mis à jour par la tectonique et l'érosion. Des informations complémentaires les concernant sont obtenues grâce à des forages profonds (parmi lesquels celui réalisé en Russie, dans la péninsule de Kola, approche la profondeur record de 15 km) mis en œuvre à l'occasion de programmes nationaux et internationaux pour répondre à des interrogations scientifiques précises. De manière générale, la croûte supérieure est faite d'anciennes roches sédimentaires et magmatiques, plus ou moins déformées et métamorphisées à une ou plusieurs reprises, ainsi que par des granodiorites et granites en massifs intrusifs.

À partir des analyses d'un très grand nombre d'échantillons de roches magmatiques et métamorphiques, mais aussi à partir d'analyses des roches sédimentaires qui, lors de leur formation, ont échantillonné naturellement la croûte, on arrive à la conclusion que la nature chimique de la croûte continentale supérieure est voisine d'un granitoïde (tableau 11.2).

Concernant la croûte inférieure (fig. 11.13), les données sont fournies par des enclaves basicrustales remontées par des volcans et par les unités géologiques les plus profondes portées à l'affleurement, assez largement dans les ceintures précambriennes ou, de façon plus ponctuelle, dans les chaînes récentes (zone d'Ivrée dans les Alpes, par exemple). Il s'agit de roches semblables à celles de la croûte supérieure, associées à des roches intrusives de compositions variées (ultrabasiques, basiques ou acides), l'ensemble étant métamorphisé dans le faciès granulitique compatible avec les conditions de pression et de température régnant à la base de la croûte. L'acquisition de leurs caractères est souvent mise en relation avec une phase d'extension tardive de l'histoire tectonique de la chaîne qui les renferme (phase tardi-hercynienne à 300 Ma dans le cas des granulites de la zone d'Ivrée reprises et portées à l'affleurement par l'orogénèse alpine). À cette extension, seraient liées :

- une fusion partielle du manteau sous-crustal et la mise en place de magmas dans des chambres lenticulaires, horizontales et parallèles entre elles à la base de la croûte (*sous-placage magmatique* ou *underplating*) à l'origine probable de l'aspect lité de l'image sismique correspondante ;
- et une importante libération de chaleur au voisinage de ces chambres magmatiques. Elle induit : d'une part, la fusion partielle de la croûte inférieure d'où résultent des plutons de granitoïdes légers migrant vers la surface et, d'autre part, la recristallisation sur place, à haute température et moyenne pression, des intrusions basiques et des résidus de la fusion partielle, à l'origine des granulites orientées par le cisaillement plat accommodant l'extension.

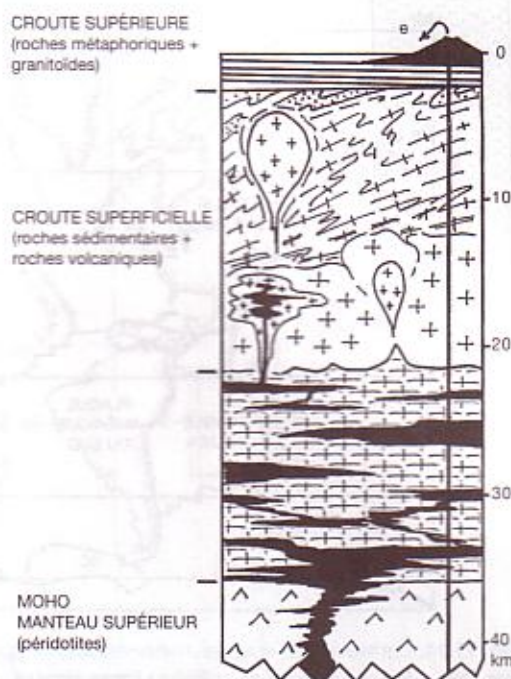


FIGURE 11.13. REPRÉSENTATION EN COUPE GÉOLOGIQUE TRÈS SCHÉMATISÉE DES PRINCIPAUX COMPOSANTS DE LA CROÛTE CONTINENTALE. e : enclaves prélevées en profondeur et rejetées à la surface par le volcanisme. Les épaisseurs sont données à titre indicatif (elles s'appliquent à la croûte « normale » de l'Europe de l'Ouest), compte tenu de leurs fortes variations latérales dans un même continent et d'un continent à l'autre.

	CROÛTE CONTINENTALE %	CROÛTE OCÉANIQUE %
SiO ₂	57,3	49,5
TiO ₂	0,9	1,5
Al ₂ O ₃	15,9	16,0
FeO	9,1	10,5
MgO	5,3	7,7
CaO	7,4	11,3
Na ₂ O	3,1	2,8
K ₂ O	1,1	0,15

TABLEAU 11.2. COMPOSITIONS MOYENNES EN OXYDES (ESTIMÉES EN % DE MASSE) DE LA CROÛTE CONTINENTALE ET DE LA CROÛTE OCÉANIQUE.

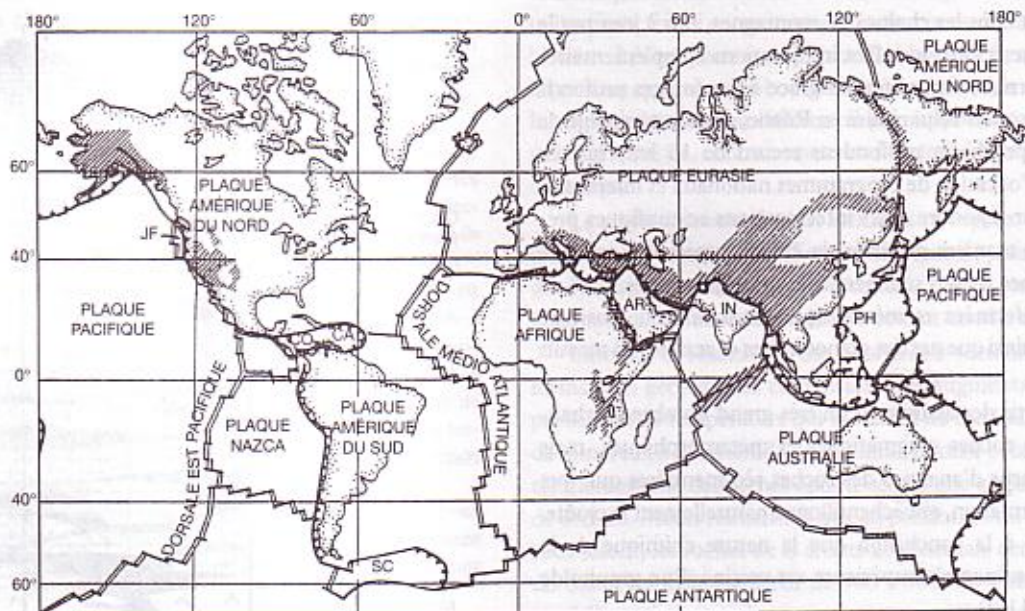


FIGURE 11.14. LES PRINCIPALES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES ET LEURS FRONTIÈRES (en lignes doubles : zone d'accrétion océanique ; lignes avec triangles : zone de subduction et de collision ; lignes simples : failles transformantes). Parties hachurées : zones de déformations intra-plaques actives. AR : Arabie ; CA : Caraïbes ; CO : Cocos ; IN : Inde ; JF : Juan de Fuca ; PH : Philippines ; SC : Scotia.

1.3 LES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES ET LEUR MOBILITÉ

1.3.1 NOTION DE PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES

À la fin des années 1960, la prise en compte des faits géologiques patiemment déchiffrés à terre et des données décisives recueillies en domaine océanique, a permis l'élaboration d'une hypothèse géodynamique globalisante, connue depuis sous le nom de *tectonique des plaques*.

Selon le concept fondamental des plaques tectoniques, la lithosphère est divisée en un nombre réduit de grandes plaques rigides (ce sont, en fait, à la surface du globe terrestre, des calottes sphériques) mobiles sur l'asthénosphère ductile. Les déformations qui accompagnent cette mobilité – extension, raccourcissement, cisaillement – se manifestent essentiellement à leurs limites. À l'intérieur des plaques, la déformation est faible ; aussi, les plaques peuvent-elles être considérées, en première approximation, comme indéformables.

La localisation des activités sismique (fig. 10.10, p. 393) volcanique ou tectonique à la surface du globe dessine, sur les cartes, les contours des plaques. Sept plaques majeures apparaissent : Afrique, Amérique du Nord, Amérique du Sud, Antarctique, Australie, Eurasie, Pacifique, auxquelles s'ajoutent d'autres, plus petites et plus nombreuses : Arabie, Caraïbes, Cocos, Inde, Juan de Fuca, Nazca, Philippines, Scotia... (fig. 11.14).

La tectonique des plaques, présentée au départ comme une théorie qui explique les interactions entre les plaques lithosphériques et les conséquences de ces interactions, a été fondée sur plusieurs suppositions :

- La formation des matériaux constituant les plaques est liée à l'expansion des fonds océaniques ; autrement dit, la lithosphère océanique est créée le long des dorsales océaniques actives.
- La lithosphère océanique nouvellement créée appartient à une plaque rigide ; cette plaque peut inclure ou non une partie de croûte continentale.
- La surface terrestre demeure constante ; ceci nécessite que l'expansion océanique soit compensée par la disparition de plaques en d'autres endroits.
- Les plaques lithosphériques ont la capacité de transmettre les contraintes sur de grandes distances horizontales sans se déformer ; cela implique que le mouvement relatif entre plaques soit absorbé essentiellement le long de leurs limites.

Les faits géologiques et mesures géophysiques accumulés depuis, ayant amplement vérifié la réalité de ces suppositions de départ, la tectonique des plaques est désormais établie comme un fait géodynamique fondamental.

Les frontières entre plaques lithosphériques sont de trois types :

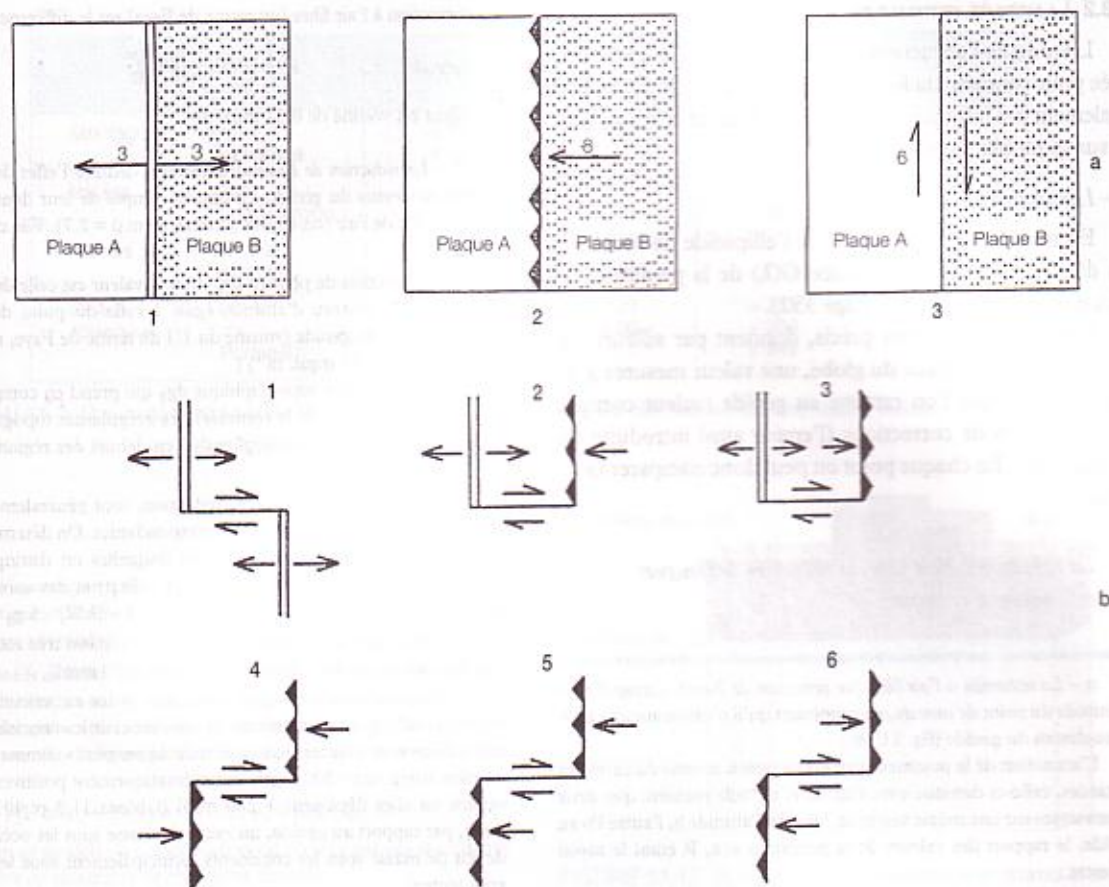


FIGURE 11.15. LES FRONTIÈRES DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES. a : Les trois types de frontières entre deux plaques A et B ; 1 : constructive, représentée par la double ligne symbolisant l'axe d'une dorsale océanique, les flèches donnant la direction et les chiffres le taux de l'expansion (sur l'exemple donné, le demi taux d'expansion est de 3 cm/an; autrement dit, chaque plaque s'accroît à la vitesse de 3 cm/an, et chaque plaque se déplace de 6 cm par rapport à l'autre; 2 : destructive, représentée par une ligne portant des triangles placés dans la plaque chevauchante, une flèche et un chiffre indiquant la direction et le taux de rapprochement relatif entre les deux plaques (sur l'exemple donné, la plaque B entre en subduction sous la plaque A à la vitesse de 8 cm/an) ; 3 : conservatrice, représentée par une ligne simple symbolisant une faille transformante, deux demi-flèches et un chiffre indiquant le mouvement et la vitesse relative (dans le cas illustré : 6 cm/an). b : Les six types de failles transformantes dextres ; 1 : ride à ride ; 2 et 3 : ride à zone de subduction ou de collision ; 4, 5 et 6 : subduction ou collision à subduction ou collision. Il existe les six types correspondants de failles transformantes sénestres.

- À la faveur des *frontières divergentes* (fig. 11.15 a1) nommées également limites constructives, deux plaques s'écartent l'une de l'autre. Du matériel nouveau, issu du manteau, s'ajoute à la lithosphère existante. Ces limites sont situées à l'axe des dorsales océaniques (56 000 km de long).
- Le long des *frontières convergentes* (fig. 11.15 a2) dites aussi limites destructives, deux plaques se rapprochent l'une de l'autre. Elles sont matérialisées : ici, par les couples fosse-arc insulaire et fosse-cordillère des zones de subduction où la lithosphère océanique d'une plaque plonge dans le manteau ; là, par des chaînes nées de la

collision entre deux continents (Himalaya, Alpes...) ou entre un arc volcanique et un continent.

- Le long des limites conservatrices, il n'y a ni destruction, ni création de lithosphère. Une plaque s'y déplace relativement par rapport à une autre, en couissant (Fig. 11.15 a3). Ce sont des *failles transformantes* (Fig. 11.15 b). La faille de San Andreas en est l'exemple emblématique.

Entités rigides, « libres » à leurs périphéries et reposant sur l'asthénosphère ductile, les plaques lithosphériques sont mobiles verticalement et horizontalement.

1.3.2 LA MOBILITÉ VERTICALE DE LA LITHOSPHÈRE

L'étude de l'attraction gravitationnelle de la Terre utilisée pour connaître la forme du géoïde (cf. p. 352), fournit également des informations sur la structure de la lithosphère et sur sa mobilité verticale.

a - Les apports de la gravité

En tout point de la surface de l'ellipsoïde de référence on dispose de la valeur calculée $G(\lambda)$ de la pesanteur en fonction de la latitude (cf. page 352).

Des gravimètres, très précis, donnent par ailleurs, en tout point de la surface du globe, une valeur mesurée g de la pesanteur, que l'on ramène au géoïde (valeur corrigée g_0) au moyen de corrections (l'erreur ainsi introduite est négligeable). En chaque point on peut donc comparer $G(\lambda)$ et g_0 .

a₁ - La réduction à l'air libre, la réduction de Bouguer et la notion d'isostasie

α - La réduction à l'air libre (ou correction de Faye), corrige l'effet d'altitude du point de mesure, en supposant qu'il n'existe aucune masse au-dessus du géoïde (fig. 11.16).

L'attraction de la pesanteur variant en raison inverse du carré des distances, celle-ci diminue avec l'altitude, de telle manière que deux points situés sur une même verticale, l'un P à l'altitude h , l'autre Po au géoïde, le rapport des valeurs de la pesanteur soit, R étant le rayon terrestre :

$$\frac{g(h)}{g_0} = \left(\frac{R}{R+h} \right)^2 \quad \text{ou} \quad g(h) = g_0 \left(\frac{R}{R+h} \right)^2$$

dans lesquelles g_0 est la valeur de la pesanteur au niveau de la mer.

Comme $h \ll R$, l'équation peut s'écrire :

$$g(h) = g_0 \left(\frac{R}{R+h} \right)^2$$

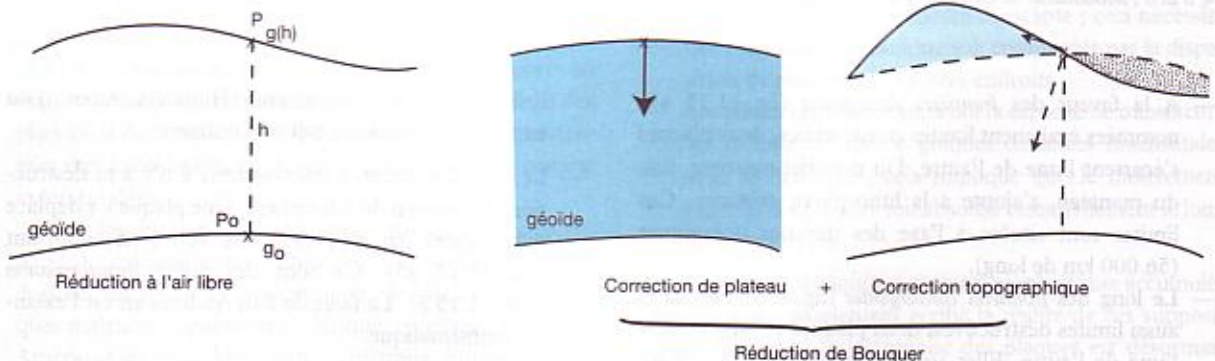


FIGURE 11.16. SCHÉMA EXPLICATIF DES CORRECTIONS APPORTÉES AUX VALEURS MESURÉES DE LA PESANTEUR. Commentaire dans le texte.

La correction à l'air libre (ou terme de Faye) est la différence

$$g_0 - g(h) = 2h \frac{g_0}{R}$$

Sa valeur est voisine de $0,31 \text{ mgal.m}^{-1}$.

β - La réduction de Bouguer consiste à déduire l'effet des masses situées au-dessus du géoïde, en tenant compte de leur densité supérieure à celle de l'air (on choisit généralement $\rho = 2,7$). Elle comprend (fig. 11.16) :

- une correction de plateau dg_B dont la valeur est celle de l'attraction d'un plateau d'altitude égale à celle du point de mesure au-dessus du géoïde (voisine du $1/3$ du terme de Faye, elle est de l'ordre de $1,11 \text{ mgal.m}^{-1}$) ;
- et une correction topographique dg_T qui prend en compte l'effet latéral (déviations de la verticale) des irrégularités topographiques et dont la valeur reste négligeable en dehors des régions montagneuses.

Les valeurs mesurées, après réduction, sont généralement différentes des valeurs calculées $G(\lambda)$ correspondantes. On détermine alors des anomalies de la pesanteur parmi lesquelles on distingue : des anomalies à l'air libre ($gF = g_0 - G(\lambda) (1 - 2h/R)$) et des anomalies de Bouguer ($gB = g - g_0 + 2h/R = g - G(\lambda) (1 - 2h/R) - g_0 + 2h/R$).

Les anomalies à l'air libre, en dehors des régions très accidentées, ont des valeurs faibles, dépassant rarement $\pm 50 \text{ mgal}$.

Les anomalies de Bouguer sont plus fortes en valeur absolue, étant par ailleurs systématiquement négatives sur les continents (tout particulièrement sous les chaînes de montagnes jeunes comme les Alpes où elles atteignent -200 mgal) et systématiquement positives sous les océans où elles dépassent $+200 \text{ mgal}$ (tableau 11.3 p. 401). Il y a donc, par rapport au géoïde, un excès de masse sous les océans et un déficit de masse sous les continents, principalement sous les montagnes jeunes.

On note par ailleurs, que l'anomalie de Bouguer est de même sens que la réduction de Bouguer appliquée (et souvent de valeur comparable !), de telle sorte que les corrections, que la logique impose, sont en fait inutiles. La nature des matériaux situés entre le géoïde et la surface terrestre n'a pas, sur la pesanteur, l'influence à laquelle on pouvait s'attendre. Ceci revient à dire que l'excès de masse d'une montagne est compensé en profondeur par un déficit, et que le déficit d'un océan est compensé par un excès de masse au-dessous ; de telle sorte que la masse est constante selon les différentes verticales du globe terrestre.

RÉGION		ALTITUDE	ANOMALIES (MILLIGALS)		
			AIR LIBRE	BOUGUER	ISOSTATIQUE
Montagnes	Alpes	2 938	+ 157	- 102	+ 7
	Rocheuses	4 293	+ 206	- 215	+ 8
Vallées	Alpes	266	- 131	- 142	- 3
	Grand Canyon	847	- 109	- 183	- 5
Plaines	Lituanie	71	+ 8	0	+ 8
	Hongrie	84	+ 25	+ 15	+ 29
Océan Atlantique	Ouest	- 890	+ 123	+ 211	+ 20
	du	- 3 250	+ 80	+ 304	+ 76
	Portugal	- 5 360	- 7	+ 349	+ 18

TABLEAU 11.3. QUELQUES VALEURS D'ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES RELEVÉES DANS DES RÉGIONS GÉOGRAPHIQUES VARIÉES.

γ – Ce comportement naturel vers une compensation de type hydrostatique, ou *isostasie*, s'exprime à travers différents modèles ; trois d'entre eux retiennent l'attention.

• **Modèle de Pratt.** Son auteur suppose (1855) qu'au-dessus d'une surface de compensation d'égale profondeur en tout point, la couche externe du globe solide est constituée de colonnes qui ont toute la même masse. Sur la figure 11.17 cela se traduit par la mise en équation suivante :

$$\rho_1 E = (h_1 + E) \rho_2 = (h_2 + E) \rho_3 = \rho_e d + \rho_4 (D - d)$$

Selon ce modèle, la compensation est réalisée par des montagnes constituées de matériaux de plus faible densité :

$$\rho_2 = \rho_1 \left(\frac{E}{(h_1 + E)} \right)$$

et par des compartiments océaniques faits de matériaux de plus forte densité

$$\rho_4 = \frac{(\rho_1 E - \rho_e d)}{(D - d)}$$

Face aux données géologiques, le modèle d'Airy ne peut-être pris en compte au niveau des continents ; les chaînes de montagnes (même les plus profondément érodées !) ne présentent pas en leur sein la variation de densité nécessaire. Il est par contre utilisable au niveau des océans dont la lithosphère se refroidit et augmente de densité en s'éloignant de la dorsale.

• **Modèle d'Airy.** Les variations d'altitude sont compensées par des changements latéraux de l'épaisseur de la couche externe du globe terrestre qui est de densité constante et plus faible que celle du substratum qu'elle surmonte. La couche « flotte », à la façon d'un iceberg, selon le principe d'Archimède. Elle s'enfonce en racines dans le substratum sous les chaînes de montagnes élevées. En choisissant arbitrairement une surface de compensation aussi profonde que l'enfoncement de la racine la plus longue, on peut mettre en équation les masses sur chaque verticale du modèle (fig. 11.18), de la manière suivante :

$$\begin{aligned} \rho_n + r_1 \rho_s &= (h_1 + E + r_1) \rho_n \\ &= (h_2 + E + r_2) \rho_n + (r_1 - r_2) \rho_s \\ &= \rho_e + (E - d - r_3) \rho_n + (r_1 + r_3) \rho_s \end{aligned}$$

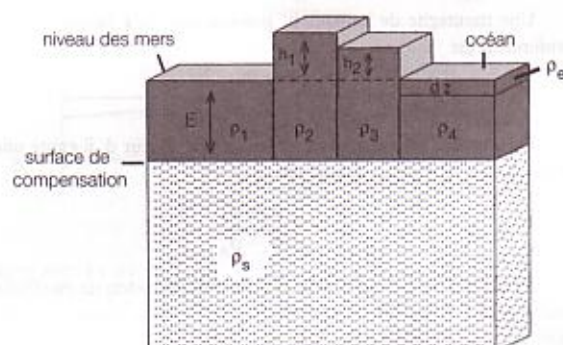
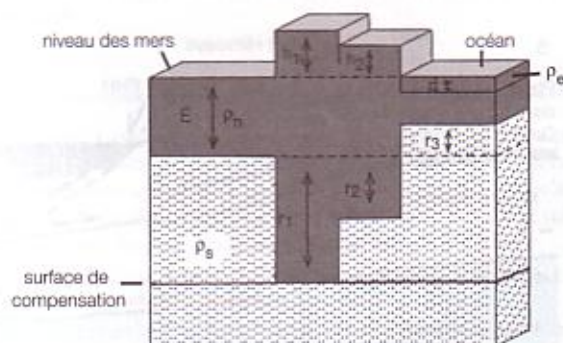
FIGURE 11.17. SCHÉMA DE LA COMPENSATION ISOSTATIQUE SELON L'HYPOTHÈSE DE PRATT. ρ_s : densité du substratum (en grisé) ; ρ_e : densité de l'eau de mer ; ρ_1 : densité de la couche externe sous les continents à l'altitude 0 ; E : profondeur de la surface de compensation ; ρ_2 et ρ_3 : densités de la couche externe sous les montagnes d'altitude h_1 et h_2 ; ρ_4 : densité de la couche externe sous l'océan de profondeur d . Commentaire dans le texte.FIGURE 11.18. SCHÉMA DE LA COMPENSATION ISOSTATIQUE SELON L'HYPOTHÈSE D'AIRY. ρ_s : densité du substratum ; ρ_n : densité de la couche externe ; ρ_e : densité de l'eau de l'océan de profondeur d . Commentaire dans le texte.



FIGURE 11.19. LA COMPENSATION ISOSTATIQUE SELON VENING-MEINESZ. Les montagnes sont plus élevées sur une lithosphère épaisse qui fléchit moins qu'une lithosphère plus mince (en pointillés).

Une montagne de hauteur h_1 possède ainsi une racine dont la profondeur est

$$r_1 = h_1 \frac{\rho_n}{\rho_s - \rho_n}$$

De la même façon, sous un océan de profondeur d , il existe une remontée du substratum (« anti-racine »)

$$r_3 = d \frac{\rho_n - \rho_c}{\rho_s - \rho_n}$$

Le modèle d'Airy, qui réalise la compensation selon un processus analogue à l'équilibre hydrostatique est souvent retenu par les géologues. Ils l'utilisent sous une approche croûte (de densité ρ_c) - manteau (de densité ρ_m), les équations précédentes s'écrivent alors

$$r_1 = h_1 \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \quad \text{et} \quad r_3 = d \frac{\rho_c - \rho_e}{\rho_m - \rho_c}$$

• **Modèle de Vening-Meinesz.** Il stipule que le poids d'une chaîne de montagnes est compensé non pas à l'échelle locale, mais à une échelle régionale bien plus étendue (fig. 11.19). La lithosphère rigide surmonte l'asthénosphère moins résistante et déformable qui se comporte comme

un fluide. La lithosphère fléchit sous le poids des montagnes en répartissant la charge sur une plus vaste étendue. Les montagnes sont d'autant plus élevées que la lithosphère est épaisse, car elle s'infléchit moins qu'une lithosphère plus mince (en pointillés sur la figure).

Les mécanismes isostatiques d'Airy et de Vening-Meinesz, loin de s'exclure, sont parfois complémentaires comme c'est le cas dans l'ensemble Himalaya-Tibet. On a acquis la certitude qu'il n'y avait pas de racine sous l'Himalaya : l'épaisseur de la croûte (certes supérieure aux 35 à 40 km constatés sous le reste de l'Inde) n'est que de 55 km environ, là où 80 km seraient nécessaires pour que les reliefs soient supportés par sa simple flottabilité. L'Himalaya est un cas où le modèle d'Airy de compensation isostatique locale est mis en défaut mais où le modèle de Vening-Meinesz de compensation régionale par fléchissement de la lithosphère indienne s'applique. Par différence, le haut-plateau tibétain (dont l'altitude ne descend que rarement au-dessous de 4 500 m) présent au nord de l'Himalaya, est un exemple qui vérifie la théorie d'Airy. Sous lui, la croûte est épaisse de 65 à 70 km, plus importante que sous les sommets himalayens qui dépassent 8 000 m ! Le poids de ce haut-plateau est, pour l'essentiel, compensé par la poussée d'Archimède qui s'exerce sur une racine crustale profonde et chaude (fig. 11.20).

a₂. Les anomalies isostatiques et les réajustements isostatiques

En un endroit donné, où l'équilibre isostatique est atteint, on peut réaliser, à partir d'un des modèles précédents (et après avoir choisi une profondeur pour la surface de compensation) une *correction isostatique* qui rend compte de la compensation en profondeur. Pour cela, on définit, entre géoïde et surface de compensation, des masses de

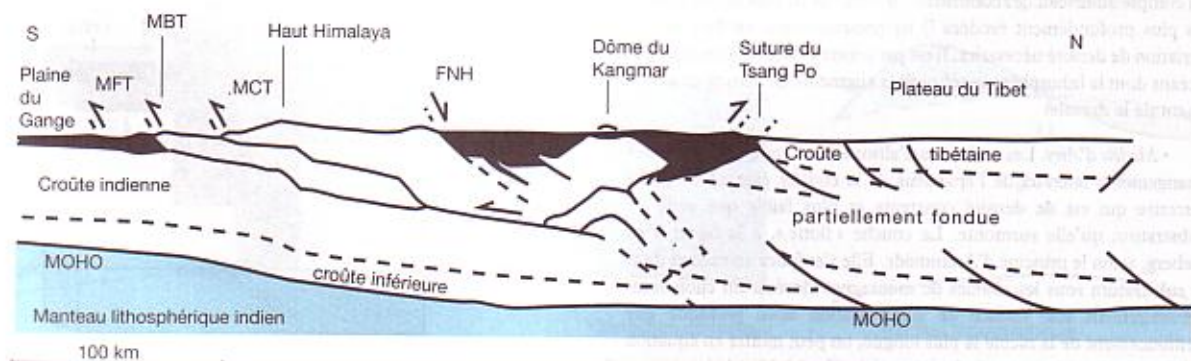


FIGURE 11.20. COUPE DE LA CHAÎNE HIMALAYENNE ET DU PLATEAU DU TIBET À L'ÉCHELLE CRUSTALE, RÉALISÉE D'APRÈS LES DONNÉES DE LA SISMIQUE PROFONDE. On note le bassin flexural de la plaine du Gange au front sud de l'édifice montagneux et l'épaisseur crustale plus forte sous le haut plateau tibétain que sous le Haut Himalaya pourtant plus élevé. Voir situation du profil sur la fig. 11.159, p. 482.

compensation de signes opposés à ceux des masses topographiques. Par exemple, au niveau d'une montagne, la correction par la masse topographique vient en déduction, tandis que la masse de compensation vient en addition (les deux termes de correction ne sont pas égaux en raison des positions respectives de leurs centres de gravité, l'un au-dessus, l'autre au-dessous du géoïde) ; et inversement pour les océans.

À partir de la valeur mesurée g et après correction isostatique, on obtient la valeur g_i .

D'une façon générale, les différences $g_i - G(\lambda)$ dites *anomalies isostatiques* sont très faibles (tableau 11.3), ce qui traduit que l'équilibre isostatique est réalisé. Il existe cependant des régions à fortes anomalies isostatiques où l'équilibre n'est pas atteint. Une anomalie isostatique positive signale qu'il existe sous la région correspondante un excès de masse (et donc un excès de matériaux à forte densité par rapport à ce qui existerait si l'équilibre était réalisé) ; par différence, une anomalie isostatique négative signale un déficit de matériaux à forte densité.

Ces régions sont soumises à des mouvements verticaux qui traduisent la tendance au rétablissement des conditions d'équilibre. Dans les cas simples, ces mouvements sont des réponses permises par l'élasticité des plaques lithosphériques et la viscosité de l'asthénosphère.

b - Élasticité de la lithosphère et mouvements verticaux

b₁. Flexure d'une plaque océanique en réponse à la surcharge des grands appareils volcaniques

Que ce soit dans l'environnement de l'île de la Réunion ou dans celui des îles Hawaï, il existe des anomalies gravimétriques et isostatiques positives dues aux excès de masse induits par les volcans (la densité des roches volcaniques est très supérieure à celle de l'eau et de l'air). La bathymétrie indique par ailleurs, une déformation du fond océanique autour de l'appareil volcanique, caractérisée par la présence d'une dépression annulaire entourée d'un bourrelet (fig. 11.21a).

b₂. Flexure d'une plaque continentale en réponse à la surcharge créée par l'empilement de nappes de charriage sur sa bordure et formation de bassins molassiques d'avant-chaine

Au front d'un édifice de montagnes en cours de surrection, des bassins sédimentaires s'individualisent parallèlement aux structures de la chaîne sur la lithosphère continentale qui fléchit. Aussi les nomme-t-on *bassins flexuraux*. Les exemples sont nombreux : bassin molassique péri-alpin, bassin péri-carpathique, bassin padan au front de l'Apennin, « foreland basin » crétacé des cordillères nord américaines, mais aussi bassin houiller franco-belge au front nord de la chaîne hercynienne... etc.

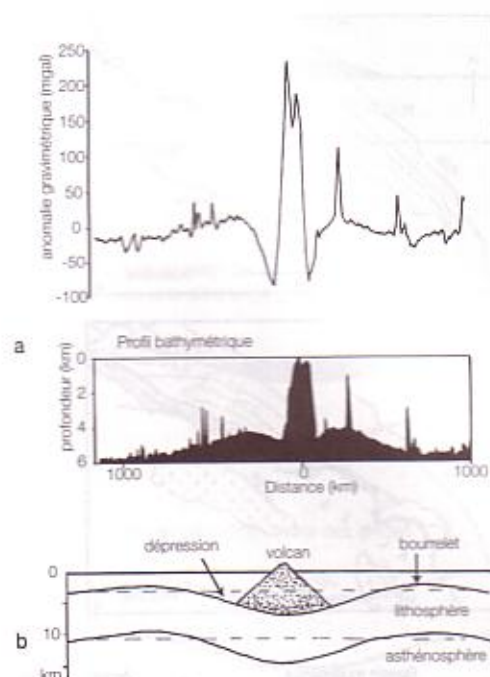


FIGURE 11.21. FLEXURE DE LA LITHOSPHERE Océanique sous la SURCHARGE D'UN VOLCAN. a : anomalie gravimétrique à l'air libre et « anomalies bathymétriques » le long d'un profil nord-sud recoupant l'île d'Oahu de l'archipel d'Hawaï. L'île volcanique agit comme une surcharge sur la plaque pacifique induisant un enfoncement qui se retrouve sur le profil bathymétrique et sur le profil de l'anomalie gravimétrique. b : modèle de déformation de la lithosphère élastique sous une charge. Sans la surcharge du volcan, la lithosphère serait une couche horizontale. À cause de la surcharge et de la réponse élastique, de l'eau a été remplacée par de la lithosphère à l'endroit du bourrelet induisant une légère anomalie gravimétrique positive (excès de masse) ; tandis qu'à l'endroit de la dépression annulaire le remplacement de la lithosphère par de l'eau (déficit de masse) provoque une faible anomalie négative.

Dans le cas de la partie suisse du bassin molassique péri-alpin (fig. 11.22 p. 404), on constate qu'il est dissymétrique – les plus fortes épaisseurs sont au pied de la chaîne en cours de formation – et qu'il y a contemporanéité des accélérations d'enfoncement (= crises de subsidence) avec les phases majeures de la structuration des Alpes :

- à l'Oligocène : mise en place des nappes internes ou penniques et des nappes frontales helvétiques ;
- au Miocène : achèvement de la structuration du domaine helvétique qui aboutit à son chevauchement sur le bassin molassique, lui-même écaillé sur sa bordure interne.

Ces faits géologiques conduisent à l'interprétation suivante : l'enfoncement du bassin est le résultat de la flexion de la plaque continentale européenne (épaisse, froide et rigide) sous le poids des nappes qui s'empilent sur son bord sud. Au fur et à mesure de son

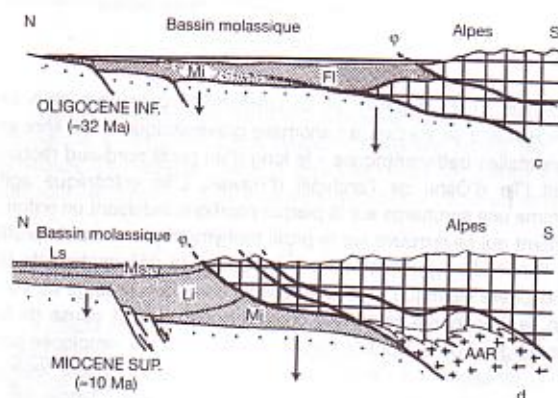
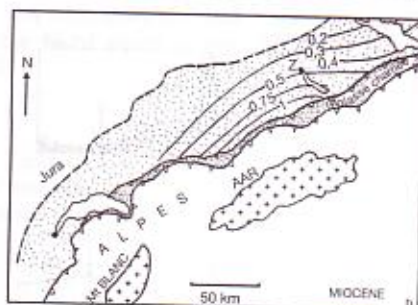
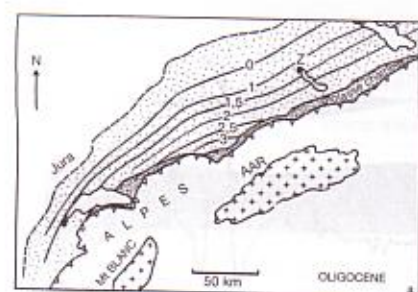


FIGURE 11.22. LE BASSIN MOLASSIQUE PERI-ALPIN DANS SA PARTIE SUISSE : EXEMPLE DE BASSIN FLEXURAL D'AVANT-CHAÎNE. a et b : épaisseur en kilomètres des molasses déposées dans le bassin à l'Oligocène et au Miocène. Noter la dissymétrie du bassin marquée par les épaisseurs des dépôts plus fortes du côté alpin. G : Genève ; Z : Zurich. c et d : deux stades de l'évolution du bassin représentés en coupes. Ils illustrent la migration dans le temps et dans l'espace de la pile des nappes de charriages alpins vers le nord et l'enfoncement lié du fond du bassin (flèches) par flexion élastique (essentiellement) et jeu de failles normales. FI : flysch helvétique actuellement incorporé au domaine plissé et charrié ; Mi : molasse marine inférieure (Oligocène inférieur) ; Li : molasse d'eau douce inférieure (Oligocène supérieur) ; Ms : molasse marine supérieure (Miocène) ; Ls : molasse d'eau douce supérieure (Miocène supérieur).

enfoncement, le bassin est comblé par les sédiments détritiques provenant principalement de l'érosion des reliefs de la chaîne en formation. Compte tenu de la convergence entre les plaques Eurasie et Afrique à l'origine des Alpes, le processus migre au cours du temps, de telle sorte que l'axe d'enfoncement maximum se déplace de quelque 70 km vers le nord, de l'Oligocène à la fin du Miocène (vitesse moyenne 2 à 3 mm/an).

La courbure de la lithosphère est accompagnée par la genèse de failles normales, contemporaines des dépôts (failles synsédimentaires) qui provoquent, dans le détail, des changements locaux et brutaux d'épaisseur.

La flexion élastique de la lithosphère européenne provoque, à la limite nord et nord-ouest du bassin, un bombement ; la plate-forme jurassienne alors émergée et soumise à l'érosion, en faisait partie.

b₃. Le rebond isostatique

Il se manifeste de façon marquée dans les régions surchargées au cours de la dernière glaciation par des calottes glaciaires, lesquelles ont disparu depuis. Ces régions présentent des anomalies gravimétriques négatives.

Tel est le cas de la Scandinavie sur laquelle était centrée, pendant la dernière glaciation du Würm, une calotte glaciaire qui s'étendait sur toute l'Europe du Nord (surface estimée à 4×10^6 km² ; épaisseur maximum $\approx 2,5$ km) et qui, en fonction du réchauffement climatique, régressa entre - 15 000 et - 7 000 ans (fig. 11.23a), laissant place à des lacs et des mers. Leurs dépôts ont subi des déformations caractéristiques d'un ploiement en dôme allongé dans le sens sud-ouest-nord-est et dont le faite se situe au fond du golfe de Bothnie. C'est là que la vitesse de soulèvement est actuellement maximum : 0,9 cm/an (fig. 11.23b).

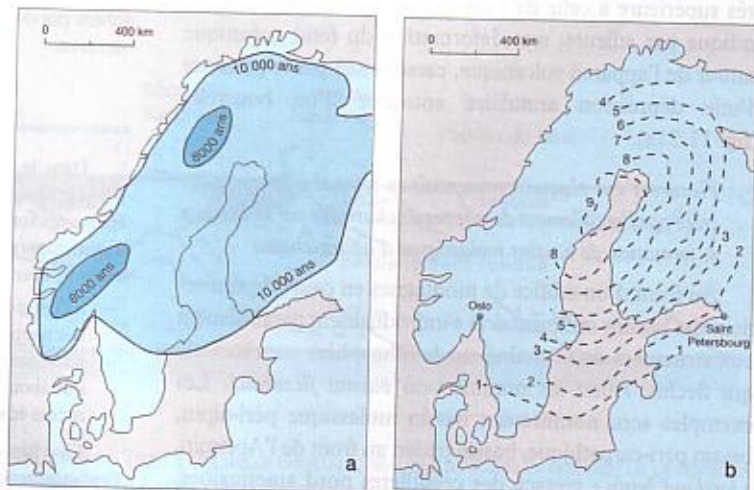


FIGURE 11.23. a : Limites de la calotte glaciaire scandinave il y a 10 000 et 8 000 ans ; b : vitesses (en mm/an) du soulèvement actuel de la Scandinavie.

La figure 11.24 modélise la déformation de la lithosphère sous la surcharge glaciaire et le rebond qui intervient après la décharge due à la fonte des glaces. La glaciation ayant duré suffisamment longtemps, l'équilibre isostatique a du tendre à s'établir en fonction de la surcharge représentée par la calotte glaciaire. La lithosphère dut se déprimer d'autant que l'épaisseur de la glace était élevée. Avec la fusion de la glace, le relèvement du niveau marin, relativement instantané, prit l'avantage par rapport au rebond isostatique retardé : la transgression marine dans les parties déprimées précédera l'exondation par réajustement isostatique.

Cette suite d'événements s'observe également en Amérique du Nord, principalement au Canada.

c - Les mouvements verticaux de la lithosphère liés à son état thermique

Les réactions isostatiques aux changements d'épaisseur et de densité de la lithosphère imposés par les variations de température sont également à l'origine de mouvements créateurs de reliefs ou de dépressions (bassins) à la surface du globe terrestre.

En France, les reliefs du Massif Central et des Vosges (placés aux endroits où les flux géothermiques sont légèrement supérieurs à la normale) ont (en partie au moins) pour origine une augmentation de la température lithosphérique. En se basant sur une épaisseur de la lithosphère de 100 km et en estimant que l'échauffement lithosphérique régional conduit à une diminution moyenne de densité des matériaux lithosphériques de 1 %, on calcule simplement que la surface se soulève de $100 \text{ km} \times 0,01 = 1 \text{ km}$, sans variation de pression à la limite lithosphère-asthénosphère.

À l'inverse, le refroidissement de la lithosphère, qui entraîne l'augmentation de la densité de ses matériaux, conduit à un abaissement de sa surface. Cette *subsidence thermique* est bien marquée sur les dorsales océaniques (fig. 11.25) où le sommet de la lithosphère se trouve en moyenne à 2 500 m de profondeur près de l'axe et à 5 500 m de part et d'autre, aux endroits où son âge est d'environ 80 Ma. Pour la lithosphère océanique d'âge inférieur à 70 Ma, une relation empirique simple relie la profondeur bathymétrique p (en km) et l'âge t (en Ma) de la lithosphère : $p = 2,5 + 0,35 t^{1/2}$. Pour des âges supérieurs à 70 Ma la profondeur s'accroît plus lentement, la relation devenant $p = 6,4 - 3,2 e^{-t/62,8}$.

Une telle relation fournit une réponse à l'origine de quelques grandes transgressions marines qui marquent l'histoire de la Terre et en particulier à celle qui s'est produite durant le Crétacé (élévation de 200 à 250 m du niveau moyen des mers à - 90 Ma). En effet, la subsidence thermique de la surface de la lithosphère ne dépendant que

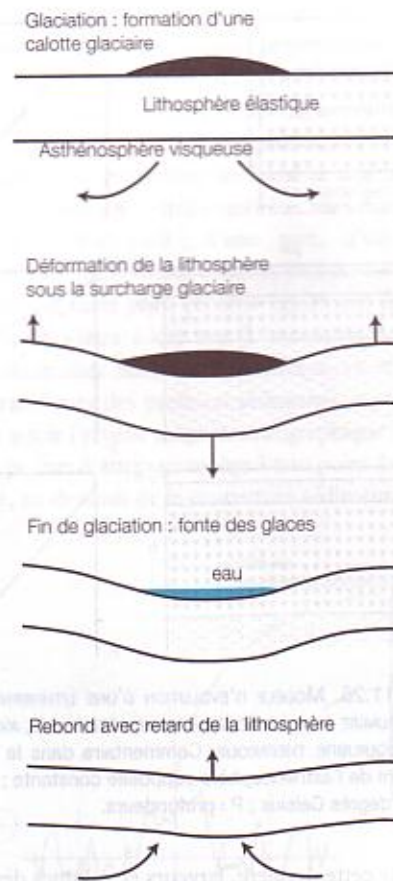


FIGURE 11.24. LE REBOND ISOSTATIQUE POST-GLACIAIRE : MODÈLE EN COUPE.

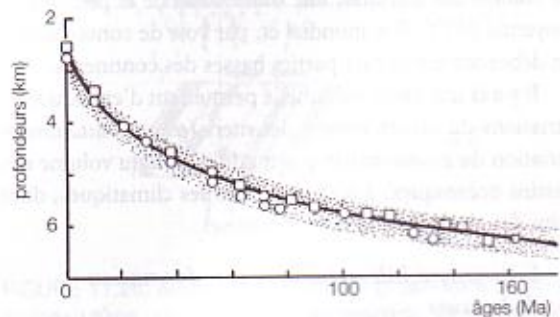


FIGURE 11.25. PROFONDEURS DE L'ATLANTIQUE NORD (CARRÉS) ET DU PACIFIQUE NORD (CERCLES) EN FONCTION DES ÂGES DE LA LITHOSPHERE Océanique. La bande grisée situe la dispersion des données.

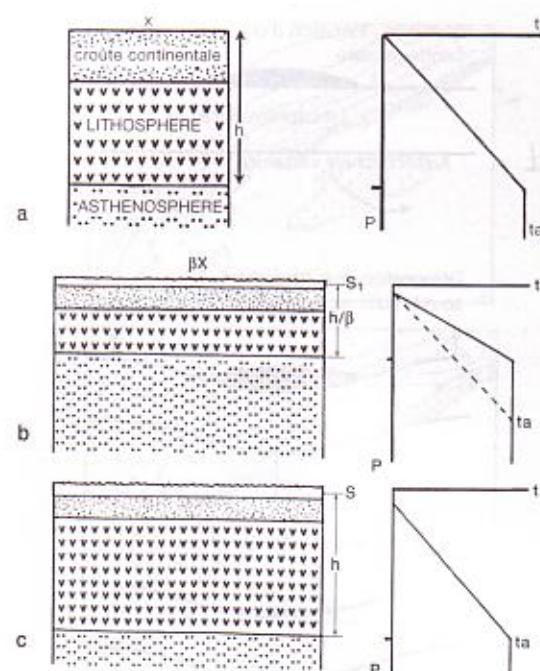


FIGURE 11.26. MODÈLE D'ÉVOLUTION D'UNE LITHOSPHÈRE CONTINENTALE SOUMISE À UN AMINCISSEMENT PAR ÉTIREMENT, AVANT DE REVENIR À L'ÉQUILIBRE THERMIQUE. Commentaire dans le texte. t_a : température de l'asthénosphère supposée constante ; t : températures en degrés Celsius ; P : profondeurs.

de l'âge de cette dernière, largeurs et volumes des dorsales océaniques sont d'autant plus élevés que leur fonctionnement (et donc l'expansion océanique) est rapide.

L'accélération de la dynamique mantellique à partir de - 100 Ma, que souligne par ailleurs une activité nettement plus marquée des points chauds, a entraîné l'accroissement du volume des dorsales, une diminution de la profondeur moyenne de l'Océan mondial et, par voie de conséquence, un débordement sur les parties basses des continents.

Il y a là une cause essentielle permettant d'expliquer les variations du niveau moyen des mers (*tectono-eustatisme* = variation du niveau marin par modification du volume des bassins océaniques) à côté des contrôles climatiques, dont celui des glaciations (*glacio-eustatisme*).

d - L'étirement lithosphérique et la formation de bassins

L'étirement tectonique de la lithosphère entraînant son amincissement, il s'en suit, d'une part, un réajustement isostatique (du matériel asthénosphérique plus dense remplace du matériel lithosphérique) et, d'autre part, un rééquilibrage thermique. Refroidissement, augmentation de densité des matériaux et finalement subsidence, interviennent jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre s'établisse.

Divers modèles, qui font intervenir l'étirement, ont été utilisés pour expliquer la genèse et la subsidence des bassins sédimentaires établis sur croûte continentale, à la suite d'un épisode de rifting ou d'étirement sans rupture.

Par exemple, la figure 11.26 visualise divers stades de l'évolution d'une lithosphère continentale soumise initialement à un étirement. Au départ (a), la lithosphère continentale possède une longueur x et une épaisseur h . Étirée (b) de façon instantanée d'un facteur β , elle acquiert une longueur βx et une épaisseur h/β . Par compensation isostatique l'asthénosphère chaude remonte et remplace le volume libéré par la lithosphère amincie. On suppose que la température de la lithosphère n'est pas modifiée par l'étirement, de telle sorte qu'une fois étirée elle se retrouve en déséquilibre thermique (droite en pointillés sur le diagramme température/profondeur). La subsidence sous-aquatique initiale S_i est alors une conséquence du remplacement de la croûte légère par du matériel asthénosphérique plus dense. À la faveur d'un lent refroidissement (c), la lithosphère retrouve son épaisseur h , alors que la subsidence se poursuit ; il s'agit alors d'une subsidence thermique, réponse isostatique à l'augmentation de densité de la lithosphère qui s'est épaissie. S est la subsidence totale finale.

1.3.3 LA MOBILITÉ HORIZONTALE DE LA LITHOSPHÈRE

Il s'agit en fait de la mobilité relative des plaques qui découpent la lithosphère terrestre et dont il a été dit (cf. p. 373) que le moteur principal était la convection mantellique.

a - Mise en évidence de la mobilité horizontale

Depuis l'émergence de la tectonique des plaques, diverses approches ont permis de caractériser, de comprendre et de quantifier la mobilité de la lithosphère. Parmi elles, l'utilisation de l'enregistrement des inversions du champ magnétique par la croûte océanique en formation occupe une place privilégiée.

a₁ . Anomalies magnétiques et déplacements horizontaux

La mise en évidence et l'interprétation des anomalies magnétiques présentes sur les dorsales océaniques, a d'abord justifié la notion d'expansion à partir des rifts médians. Leur première cartographie détaillée fut faite (1961) dans le Pacifique, sur la ride Juan de Fuca, au large des côtes ouest de l'Amérique du Nord ; ici, les anomalies magnétiques se disposent en bandes parallèles au rift médian, successivement et symétriquement positives et négatives par rapport au champ magnétique moyen terrestre actuel. L'observation fut rapidement confirmée et élargie aux autres dorsales océaniques, notamment à la ride de Reykjanes, partie de la dorsale médio-atlantique située au sud de l'Islande (fig. 11.27).

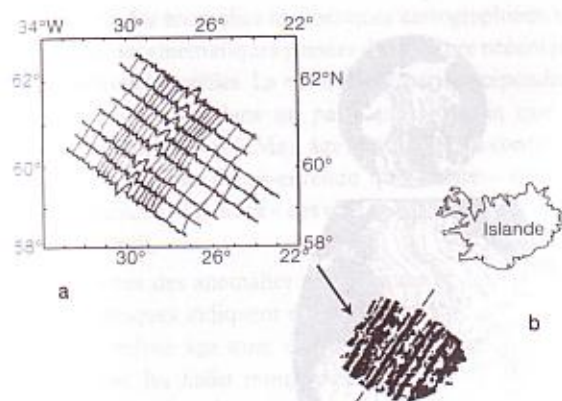


FIGURE 11.27. LES ANOMALIES MAGNÉTIQUES DE LA RIDE DE REYKJANES DANS L'ATLANTIQUE NORD. a : profils magnétiques levés perpendiculairement à l'axe de la ride. b : carte correspondante des anomalies magnétiques, positives en noir et négatives en blanc. Trois faits fondamentaux sont notables : le rift médian à l'axe de la ride est marqué par une anomalie positive ; les anomalies sont parallèles au rift médian ; elles sont disposées symétriquement de part et d'autre de l'axe.

Chaque bande d'anomalie magnétique signale une variation locale du champ magnétique terrestre par rapport au champ moyen. Les valeurs de ces anomalies (environ ± 500 nT, soit environ 1 % du champ total) sont, soit plus fortes (anomalies positives), soit plus faibles (anomalies négatives). Le champ moyen est modifié par la présence de masses aimantées allongées en bandes parallèles dont les effets s'ajoutent ou se retranchent. On doit à Vine et Matthews (1963) d'avoir interprété ces anomalies en tenant compte du paléomagnétisme thermorémanent (cf. p. 370). Chaque bande d'anomalie magnétique signale une aimantation thermorémanente acquise par les laves de la croûte océanique lors de leur émission à l'axe de la dorsale. Cette aimantation est ensuite conservée, alors que la production d'une nouvelle bande médiane entraîne l'écartement du matériel (fig. 11.28). Les bandes d'anomalies positives correspondent donc à du matériel formé alors que le champ était normal, de même sens qu'aujourd'hui (la composante thermorémanente s'ajoute à la valeur moyenne actuelle ; c'est bien ce que l'on observe à l'axe des dorsales océaniques, à la verticale duquel les anomalies sont toutes positives) ; les bandes d'anomalies négatives correspondent, par différence, aux parties de la lithosphère engendrées quand le champ était inversé.

Cela étant, on peut, en fonction du calendrier paléomagnétique établi, affecter à chaque bande d'anomalie magnétique un âge (fig. 11.28). Il apparaît alors que le fond des océans est de plus en plus ancien en s'éloignant du rift sans jamais dépasser - 165 Ma, c'est-à-dire le Jurassique moyen (fig. 11.29 p. 408).

On a effectivement vérifié, au moyen des forages océaniques profonds des programmes internationaux DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) puis ODP (*Océan Drilling Project*), que l'âge des bandes d'anomalies augmente avec leur distance à l'axe de la dorsale. Les âges des premiers dépôts sédimentaires qui surmontent les basaltes océaniques, et qui ont été carottés en de très nombreux sites dans tous les océans (fig. 11.30a) sont : d'une part, d'autant plus anciens qu'ils se trouvent plus éloignés de l'axe de la dorsale (fig. 11.30b), d'autre part, répartis également en bandes isochrones, parallèles à cet axe. L'excellente corrélation entre les anomalies magnétiques successives et les âges biostratigraphiques des premiers sédiments, a permis, par ailleurs, d'asseoir l'échelle magnétostratigraphique ; laquelle, en retour, permet d'attribuer un âge à tout point de la croûte océanique, au-dessous de la couverture sédimentaire.

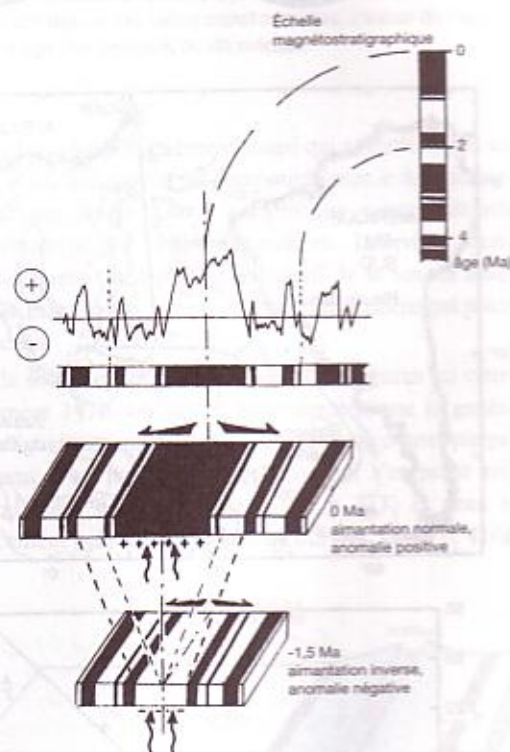
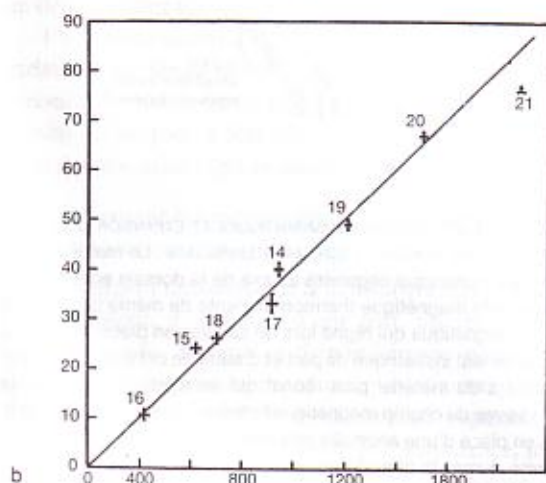
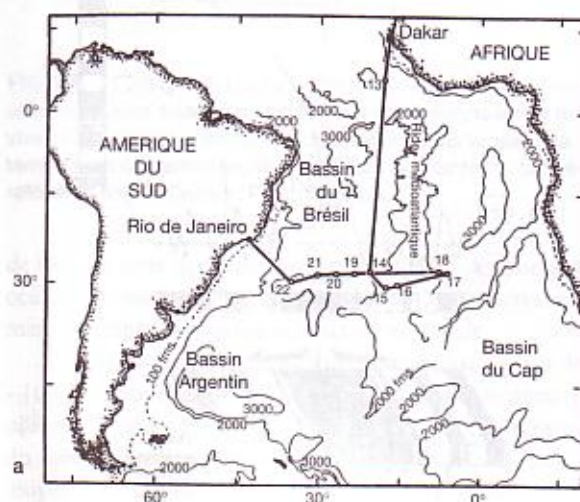


FIGURE 11.28. ANOMALIES MAGNÉTIQUES ET EXPANSION OcéANIQUE AU NIVEAU D'UNE DORSALE : SCHEMA INTERPRÉTATIF. Le matériel lithosphérique océanique engendré à l'axe de la dorsale acquiert une composante magnétique thermorémanente de même sens que le champ magnétique qui règne lors de sa mise en place. Subissant un écartement symétrique de part et d'autre de cet axe, il fait place (flèches) à du matériel plus récent qui enregistre les inversions successives du champ magnétique terrestre. Les + représentent la mise en place d'une anomalie positive quand le champ est normal (comme durant la période actuelle), les - la mise en place d'une anomalie négative alors que le champ était inversé.



FIGURE 11.29. CARTE DES ÂGES (EN Ma) DES FONDS OCÉANIQUES.



Partant de la largeur d'une bande de lithosphère océanique créée pendant une période donnée, on calcule la vitesse moyenne de déplacement de la lithosphère océanique ; en doublant la valeur obtenue, on accède à la vitesse d'écartement de part et d'autre de l'axe de la dorsale, c'est-à-dire à la *vitesse d'expansion*.

La vitesse d'expansion des dorsales est variable dans l'espace et dans le temps. Le long de la dorsale de l'Est Pacifique, la vitesse d'expansion qui est actuellement (en fait il s'agit d'une moyenne sur les trois derniers Ma) de l'ordre de 10 cm/an, à 10° de latitude nord, augmente vers le sud pour atteindre une valeur maximum proche de 16 cm/an à 30° de latitude sud, avant de diminuer ensuite pour n'être que de 9 cm/an à 50° de latitude sud.

La vitesse qui varie d'une dorsale à l'autre, permet par ailleurs de distinguer des *dorsales lentes*, comme la dorsale médio-atlantique (vitesse d'expansion de 2,3 cm/an dans l'Atlantique nord) et des *dorsales rapides* comme la dorsale de l'Est Pacifique au large du Nord du Chili (vitesse d'expansion de 16 cm/an). La vitesse varie enfin pour une même dorsale au cours du temps : l'accélération de la vitesse d'expansion que l'on identifie autour de - 100 Ma en est le meilleur exemple.

FIGURE 11.30. VARIATION DE L'ÂGE DES PREMIERS SÉDIMENTS SURMONTANT LES BASALTES DE LA CROÛTE OCÉANIQUE EN FONCTION DE LA DISTANCE QUI SÉPARE LE SITE DE FORAGE DE L'AXE DE LA DORSALE MÉDIO-ATLANTIQUE. a : situation des forages océaniques du Leg 3 DSDP ; b : l'âge des premiers sédiments augmente régulièrement avec la distance à l'axe.

À partir des anomalies magnétiques cartographiées, on reconstitue les cinématiques passées d'ouverture océanique et des paléogéographies. La méthode ne permet cependant pas de « remonter » dans un passé plus lointain que le Jurassique moyen (~ 165 Ma), âge le plus ancien connu de la croûte océanique ; sous-entendu qu'il existe – comme cela sera indiqué plus avant – des sites où la lithosphère océanique disparaît.

Les cartes des anomalies magnétiques et des âges des fonds océaniques indiquent enfin que les bandes de lithosphère de même âge sont, comme les axes des dorsales, décalées par les failles transformantes. Ces cassures, à la différence des décrochements, ont la particularité de n'être sismiquement actives (et siège de coulissements comme l'indiquent les mécanismes aux foyers des séismes qui s'y produisent) que dans leur partie comprise entre deux segments décalés du rift médian de la dorsale (fig. 11.31). Leur fonctionnement est compatible avec l'accrétion océanique qui se manifeste à l'axe de la dorsale, lequel est souvent matérialisé par un rift (fig. 11.32).

a₂. Directions des mouvements relatifs des plaques.

Le volcanisme intraplaque forme, en de nombreux endroits de la surface du globe, des alignements d'appareils dont seuls ceux d'une de leurs deux extrémités sont actifs. Citons par exemple :

- dans l'océan Indien, l'alignement du plateau des Mascareignes et de l'île Maurice, qui s'achève au sud-ouest avec l'île volcanique de la Réunion ;
- dans l'océan Pacifique, l'alignement des îles de l'archipel hawaïen dont les appareils sont de plus en plus anciens au fur et à mesure qu'on s'éloigne d'Hawaï vers le nord-ouest (fig. 11.33 p. 410).

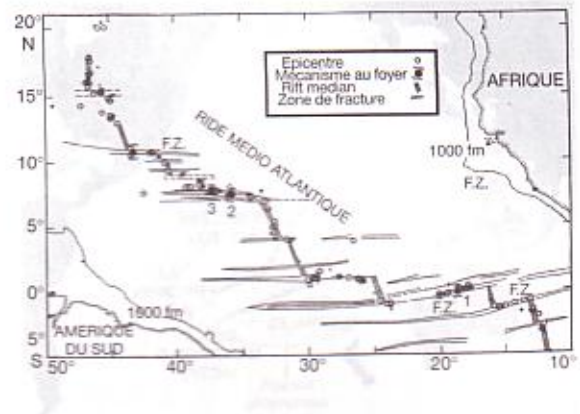
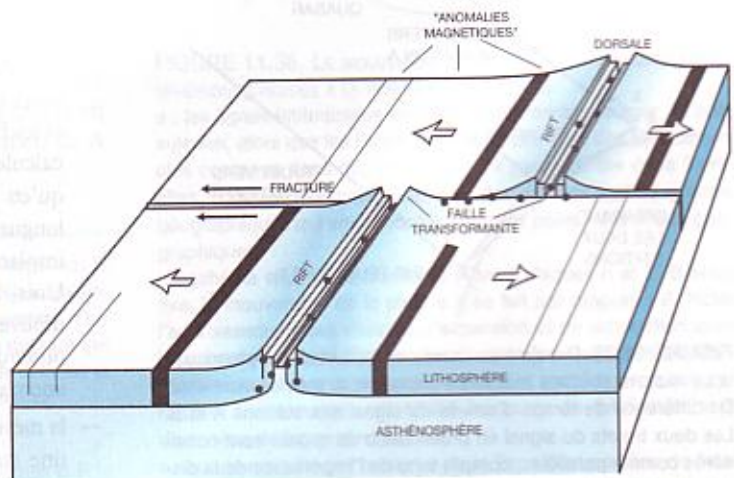


FIGURE 11.31. STRUCTURES DE LA DORSALE MÉDIO-OcéANIQUE DANS L'ATLANTIQUE CENTRAL ET DISTRIBUTION DES ÉPICENTRES DES SÉISMES. Noter que les mécanismes aux foyers identifiés indiquent bien un jeu cisailant dextre des failles transformantes, inverse de l'appareil décalage des tronçons du rift médian.

Quel que soit l'alignement choisi qui se termine par un volcan actif, le dispositif est compatible avec le fonctionnement d'une même source mantellique ayant alimenté successivement les différents édifices. Intervient donc nécessairement un déplacement relatif de la source magmatique par rapport à la lithosphère qui porte les volcans.

À la suite des travaux de Tuzo Wilson parus au cours des années 1970, on admet généralement que la genèse d'un alignement résulte du déplacement d'une plaque au-dessus d'un panache mantellique qui s'enracine très profondément dans le manteau (cf. p. 377) et dont le déplacement propre est très faible à nul (fig. 11.34 p. 410).

FIGURE 11.32. L'EXPANSION DES FONDS OcéANIQUE AVEC CRÉATION DE LA LITHOSPHERE OcéANIQUE À L'AXE D'UNE DORSALE PAR INJECTION DE MAGMA QUI, EN SE REFROIDISSANT, ACQUIERT UNE MAGNÉTISATION DE MÊME SENS QUE CELUI DU CHAMP GÉOMAGNÉTIQUE DU MOMENT. Les points noirs signalent les foyers de l'activité sismique concentrée le long des rifts et des segments actifs des failles transformantes entre parties décalées du rift.



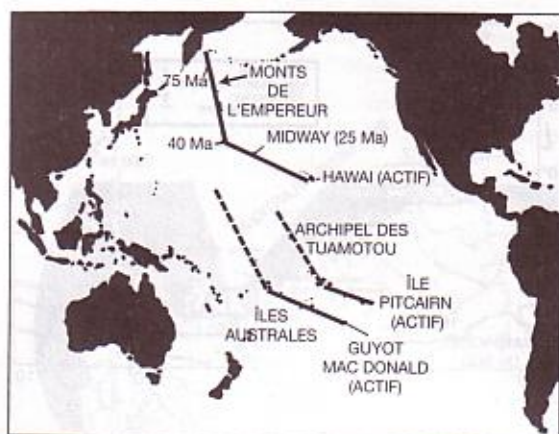


FIGURE 11.33. LES ALIGNEMENTS VOLCANIQUES INTRAPLAQUES DU PACIFIQUE.

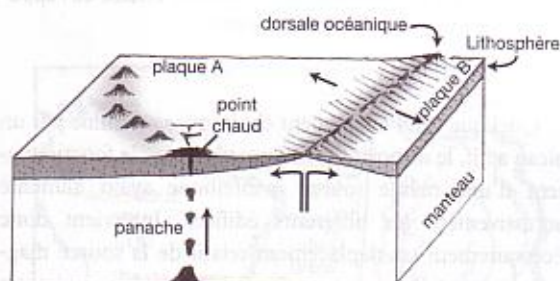


FIGURE 11.34. DÉPLACEMENT D'UNE PLAQUE ET FORMATION D'UN ALIGNEMENT VOLCANIQUE AU NIVEAU D'UN POINT CHAUD, AU-DESSUS D'UN PANACHE D'ORIGINE PROFONDE ET FIXE.

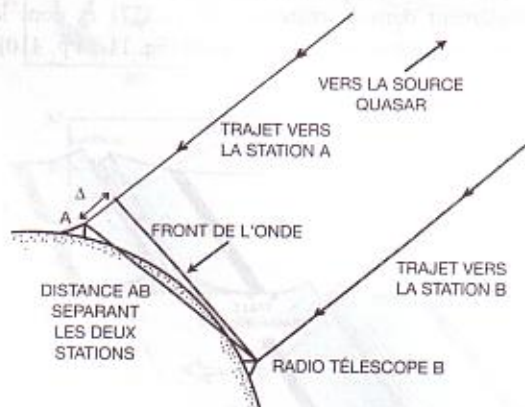


FIGURE 11.35. PRINCIPE DE LA MESURE DE LA DISTANCE SÉPARANT DEUX RADIOTÉLESCOPES PAR INTERFÉROMÉTRIE À TRÈS GRANDE BASE. D : différence de temps d'arrivée du signal aux stations A et B. Les deux trajets du signal en provenance du quasar sont considérés comme parallèles, compte tenu de l'importance de la distance séparant la source des récepteurs.

Cette interprétation trouve confirmation dans la cohérence des alignements sur une même plaque: sur la plaque Pacifique (fig. 11.33), les alignements Hawaii-Empereur, des Tuamotu et des îles Australes présentent le même coude qui est la traduction du changement de la direction de déplacement de la plaque, intervenu il y a 40 Ma (âge des appareils situés aux coudes obtenu par datation potassium-argon des roches volcaniques).

Les panaches mantelliques, dont l'expression en surface sont des points chauds et qui peuvent être considérés comme fixes au cours de longues périodes, servent finalement de référentiel géométrique pour la description et la quantification des déplacements des plaques lithosphériques. Les informations qu'ils procurent viennent en complément de celles fournies par les anomalies magnétiques et les sédiments océaniques.

Les directions des mouvements relatifs des plaques sont obtenues, par ailleurs, à partir :

- des directions des failles transformantes, lesquelles sont parallèles au vecteur du mouvement relatif des plaques qu'elles séparent (cf infra) ;
- des mécanismes aux foyers des séismes se produisant en limites de plaques et à partir desquels on calcule les vecteurs glissement (directions et sens) correspondants.

a₃. Mesure des mouvements instantanés des plaques

Les vitesses des mouvements actuels des plaques qui ont d'abord été calculées sur la base des déplacements accomplis depuis 3 Ma, sont aujourd'hui approchées grâce à diverses mesures très précises. Citons :

- l'interférométrie à très grande base ou VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*). Grâce à deux radiotélescopes (aux antennes de plus de 10 m de diamètre) implantés sur deux continents, on mesure la différence de phase de signaux (ondes électromagnétiques centimétriques) émis par une même source extragalactique, généralement un quasar (fig. 11.35). Le décalage de réception dépendant de l'éloignement qui sépare les deux récepteurs (il est d'environ 10 millisecondes entre l'Europe et les États-Unis), on peut, à partir de sa mesure précise, calculer la distance entre les deux stations. C'est ainsi qu'en 1986, après 5 ans de mesures mensuelles de la longueur de la base transatlantique séparant une antenne implantée en Norvège d'une autre située aux États-Unis, les géodésiens ont estimé à 2 cm/an la vitesse d'ouverture de l'Océan Atlantique. La valeur ainsi obtenue est très voisine de celle calculée à partir des anomalies magnétiques.
- la mesure du temps de transit d'une onde émise depuis une station terrestre par un laser et renvoyée par un réflecteur installé sur un satellite artificiel ou sur la Lune

(mission Apollo). Cette méthode a permis, par exemple, de caractériser le rapprochement de la station de Matera (située dans le Sud de la péninsule italienne) d'autres stations de l'Europe du Nord, à la vitesse de 5 mm/an. À ce rapprochement est liée la collision entre la plaque africaine (à laquelle appartient la station de Matera) et la plaque eurasiatique ; collision qui est à l'origine des Alpes.

le GPS. Il s'agit d'une technique de positionnement géodésique proche du VLBI. La principale différence réside dans la nature des signaux utilisés pour mesurer le temps de trajet (et donc la distance) entre les satellites artificiels du *Global Positioning System* américain et des récepteurs. Le signal GPS étant nettement plus fort, on utilise des récepteurs aux antennes plus petites (de l'ordre de 20 cm de diamètre). La mise en place de réseaux de points géodésiques dont on remeure les positions relatives tous les 2, 3 ou 4 ans permet de suivre et de calculer des vitesses de rapprochement ou d'écartement entre les points, bref de caractériser la déformation tectonique en cours d'une structure géologique : faille, rift, chaîne de montagne...

b - La cinématique des plaques lithosphériques

Les plaques lithosphériques sont considérées, en première approximation, comme des entités rigides, mobiles à la surface du globe terrestre. Les déformations qui les affectent se situent, pour l'essentiel, sur leurs limites. Les zones de déformation intraplaques, compte tenu des déplacements relativement faibles qu'elles absorbent à l'échelle globale, peuvent être considérées comme de second ordre et négligées.

Les plaques lithosphériques sont des calottes rigides, mobiles sur la sphère terrestre.

On doit au mathématicien suisse Euler d'avoir, dès le début du XVIII^e siècle, établi les fondements de la géométrie sphérique en démontrant que le déplacement relatif d'une calotte sphérique A par rapport à une autre B qui demeure fixe, est une rotation autour d'un axe (l'axe eulérien) passant par le centre de la sphère. L'axe perce la sphère en deux points qui sont les *pôles eulériens* de la rotation de A par rapport à B (fig. 11.36a).

Durant la rotation, les points de la plaque rigide se déplacent le long des parallèles eulériens (petits cercles) à la même vitesse angulaire de rotation ω . Par contre, la vitesse linéaire v de déplacement d'un point donné P à la surface de la plaque est fonction de la distance qui le sépare du pôle de rotation (fig. 11.36b). Nulle au pôle eulérien et maximum à l'équateur eulérien, elle est donnée par l'équation :

$$v = \omega R \sin \theta$$

où θ est la distance angulaire de P par rapport au pôle eulérien et R le rayon terrestre (fig. 11.36c).

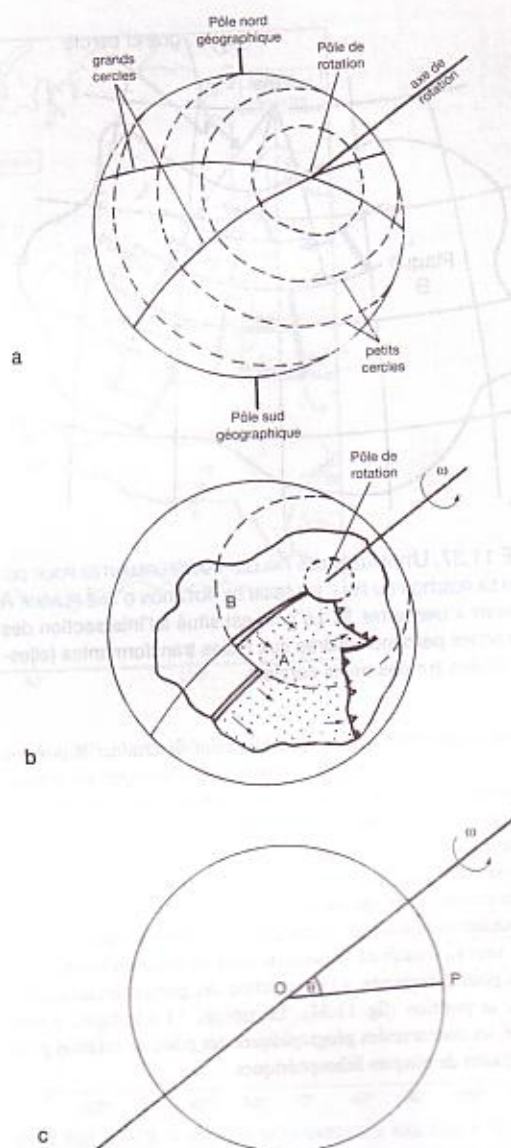


FIGURE 11.36. LE MOUVEMENT DE ROTATION DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES RIGIDES À LA SURFACE DE LA TERRE.

a : les lignes latitudinales sont des petits cercles autour du pôle eulérien, alors que les lignes des longitudes sont des grands cercles contenus dans des plans passant par le centre de la Terre. Elles sont évidemment distinctes des latitudes et longitudes géographiques qui sont coordonnées aux pôles nord et sud géographiques.

b : schéma situant les frontières entre 2 plaques A et B. B étant fixe, le mouvement de la plaque A se fait par rapport à B. Noter l'accroissement des vitesses d'expansion et de subduction avec l'augmentation de la distance au pôle eulérien. Les failles transformantes sont des arcs des petits cercles et sont transversales par rapport aux dorsales ; par contre les zones de subduction sont disposées de façon quelconque.

c : coupe passant par le centre de la Terre O et position de l'axe eulérien de rotation ; P : point quelconque de la plaque en rotation.

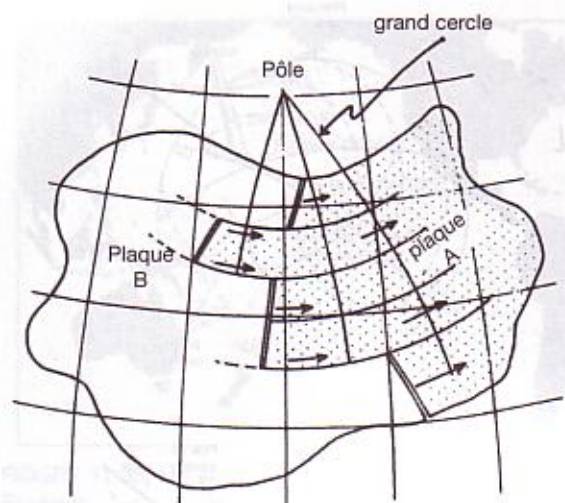


FIGURE 11.37. UTILISATION DES FAILLES TRANSFORMANTES POUR DÉTERMINER LA POSITION DU PÔLE EULÉRIEN DE ROTATION D'UNE PLAQUE A PAR RAPPORT À UNE AUTRE B. Le pôle est situé à l'intersection des grands cercles perpendiculaires aux failles transformantes (elles-mêmes situées sur des petits cercles).

Plusieurs méthodes sont disponibles pour déterminer la position des pôles de rotation des plaques. On se base, par exemple, sur le mouvement relatif entre deux plaques dont la direction est donnée par le cisaillement qui se produit sur le segment actif d'une faille transformante (fig. 11.31 p. 409). Ce mouvement est parallèle à l'accident et sa vitesse reste constante tout au long de la faille transformante qui est elle-même située sur un arc du petit cercle de rotation. Le pôle eulérien de rotation étant situé sur le grand cercle perpendiculaire à ce petit cercle (cf. supra), il suffit de disposer de deux ou plusieurs failles transformantes pour déterminer, à l'intersection des grands cercles correspondants, sa position (fig. 11.37). Le tableau 11.4 indique, à titre d'exemple, les coordonnées géographiques des pôles de rotation pour quelques paires de plaques lithosphériques.

On peut également partir de la variation de la vitesse d'expansion le long d'une dorsale océanique qui est fonction de la distance angulaire θ du point considéré au pôle de rotation (cf. supra). Connaissant les taux d'expansion en divers points d'une même dorsale, on estime, à l'inverse, distances angulaires et position du pôle eulérien.

Les mouvements des plaques sont déterminés par rapport à une plaque considérée comme fixe. Elle sert de référentiel pour les déplacements des autres plaques. En combinant de proche en proche les rotations instantanées, on caractérise les directions et vitesses de déplacement en plusieurs points des limites de plaques. Ce faisant, on quantifie l'écartement de part et d'autre des dorsales, le coulisage le long des failles transformantes et la convergence dans les zones de subduction et de collision (fig. 11.38).

Plutôt que de choisir comme référentiel une plaque supposée fixe, on a également cherché à déterminer les mouvements des plaques dans un référentiel absolu, indépendant des plaques. Deux référentiels sont utilisés : l'axe de rotation de la Terre et les points chauds, après avoir vérifié que leurs positions varient très peu au cours du temps. La fig. 11.39 illustre, par exemple, les mouvements actuels absolus des plaques. Aucune d'entre elles n'est fixe ; les plaques Inde, Pacifique et Australie se déplacent rapidement, les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud plus lentement, tandis que les plaques Eurasie et Afrique ne se déplacent qu'à peine.

Une donnée importante est enfin apparue lorsque l'on a retranché les valeurs de la cinématique relative des plaques de celles de la cinématique absolue. L'ensemble des plaques lithosphériques (c'est-à-dire la lithosphère globale) est affecté d'une même rotation vers l'ouest, autour d'un pôle situé à haute latitude (côte Ouest de la Baie d'Hudson au Canada). Cette dérive générale se fait dans le sens inverse de la rotation de la Terre avec une vitesse angulaire de $0,15^\circ/\text{Ma}$ (soit une vitesse linéaire de près de 2 cm/an à l'équateur eulérien). Un modèle impliquant des racines froides et profondes sous les continents, permet de l'expliquer. On notera que le plongement des plaques océaniques en subduction vers l'ouest (Ouest Pacifique) a tendance à être freiné et à voir son pendage augmenté du fait de cette dérive et que, contrairement, le plongement des plaques vers l'est (bordure ouest américaine par exemple) s'en trouve favorisé avec un pendage plus faible.

PLAQUES	POSITION DU PÔLE DE ROTATION		VITESSE ANGULAIRE (10^{-7} degré/an)
	LATITUDE	LONGITUDE	
Afrique – Eurasie	$21,0^\circ \text{ N}$	$20,6^\circ \text{ S}$	1,3
Afrique – Amérique du Nord	$78,8^\circ \text{ N}$	$38,3^\circ \text{ E}$	2,5
Afrique – Amérique du Sud	$62,5^\circ \text{ N}$	$39,4^\circ \text{ W}$	3,2
Arabie – Eurasie	$24,6^\circ \text{ N}$	$13,7^\circ \text{ E}$	5,2
Inde – Eurasie	$24,4^\circ \text{ N}$	$17,7^\circ \text{ N}$	5,3
Eurasie – Amérique du Nord	$62,4^\circ \text{ N}$	$135,8^\circ \text{ E}$	2,2
Amérique du Nord – Pacifique	$48,7^\circ \text{ N}$	$78,2^\circ \text{ W}$	7,8

TABLEAU 11.4. POSITIONS DES PÔLES DE ROTATION POUR DIVERS COUPLES DE PLAQUES ET VITESSES ANGULAIRES CORRESPONDANTES. La première plaque nommée est affectée d'un mouvement antihoraire par rapport à la seconde.

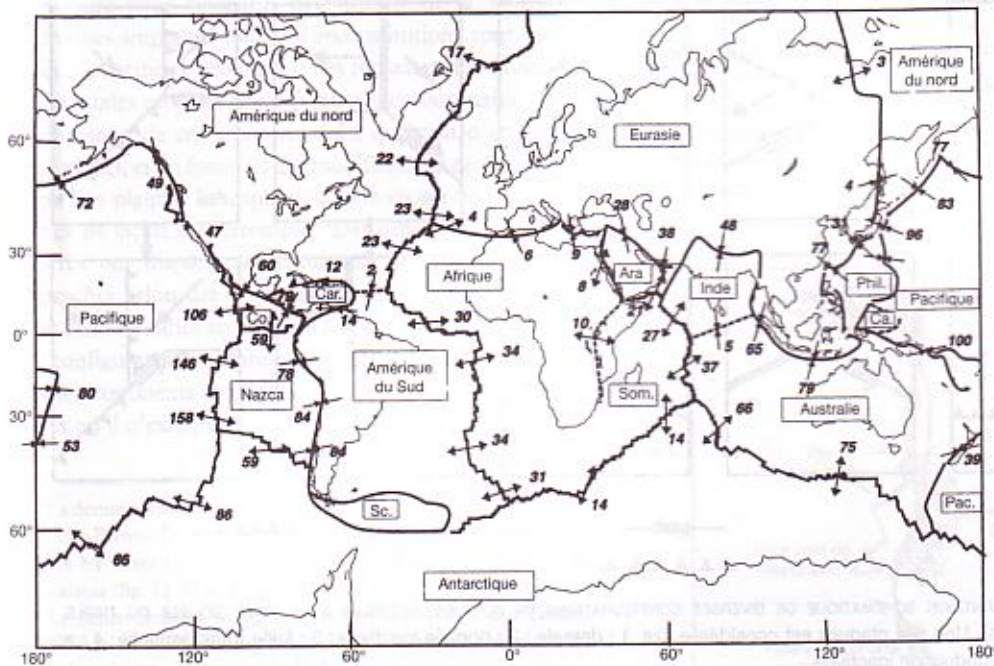


FIGURE 11.38. VECTEURS MOUVEMENTS RELATIFS AUX LIMITES DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES. Les couples de flèches donnent les directions des mouvements relatifs et les nombres les vitesses relatives en millimètres par an. Les valeurs indiquées sont caractéristiques de la cinématique instantanée des plaques.

c - Les forces qui agissent sur le mouvement des plaques

Les mouvements relatifs d'une plaque lithosphérique par rapport aux autres plaques et par rapport au manteau asthénosphérique sont associés aux actions de plusieurs forces, les unes motrices, les autres s'opposant au déplacement.

Dans le cas d'une plaque lithosphérique océanique créée à l'axe d'une dorsale et disparaissant par subduction sous la bordure continentale d'une autre plaque (fig. 11.40), les forces agissantes sont :

- deux forces motrices, la force de poussée à la ride (« ridge-push ») et la traction exercée par la partie plongeante de la plaque (« slab pull »).

Dans la poussée à la ride, interviennent, d'une part, la poussée liée à la remontée asthénosphérique sous l'axe de la dorsale, d'autre part, le glissement gravitaire de la lithosphère océanique sur le flanc de la dorsale. La seconde contribution est d'un ordre de grandeur plus faible que la première.

La poussée à la ride a pu être évaluée à $2 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ (N, newton).

La traction par la partie plongeante de la plaque est une conséquence de son refroidissement au cours du temps (donc de son âge) ; devenue plus dense que l'asthénosphère, elle s'enfonce finalement dans celle-ci. L'ordre de grandeur de cette force de traction est de $1 \times 10^{13} \text{ Nm}^{-1}$. Son rôle est donc essentiel.

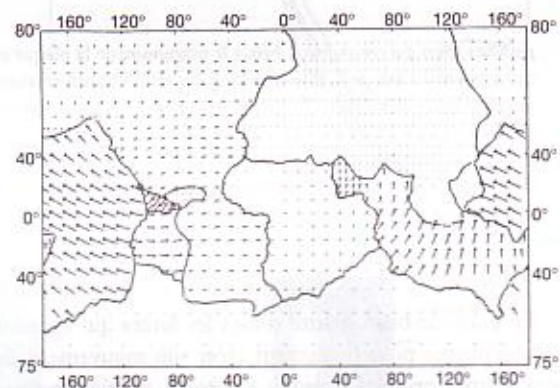


FIGURE 11.39. VECTEURS MOUVEMENTS « ABSOLUS » DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES DÉTERMINÉS PAR RAPPORT AUX TRACES VOLCANIQUES DES POINTS CHAUDS.

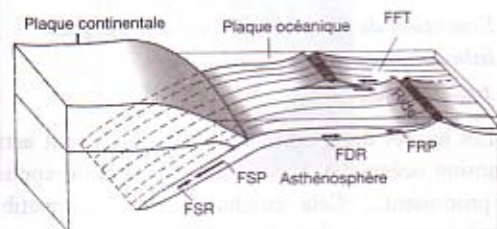


FIGURE 11.40. LES PRINCIPALES FORCES QUI AGISSENT SUR UNE PLAQUE LITHOSPHÉRIQUE. FSP : « slab pull », force de traction de la partie plongeante ; FRP : « ridge-push », force de poussée à la ride ; FFT : résistance le long des failles transformantes ; FDR : « mantle drag » ou force de résistance basale ; FSR : résistance à la pénétration de la partie descendant dans l'asthénosphère.

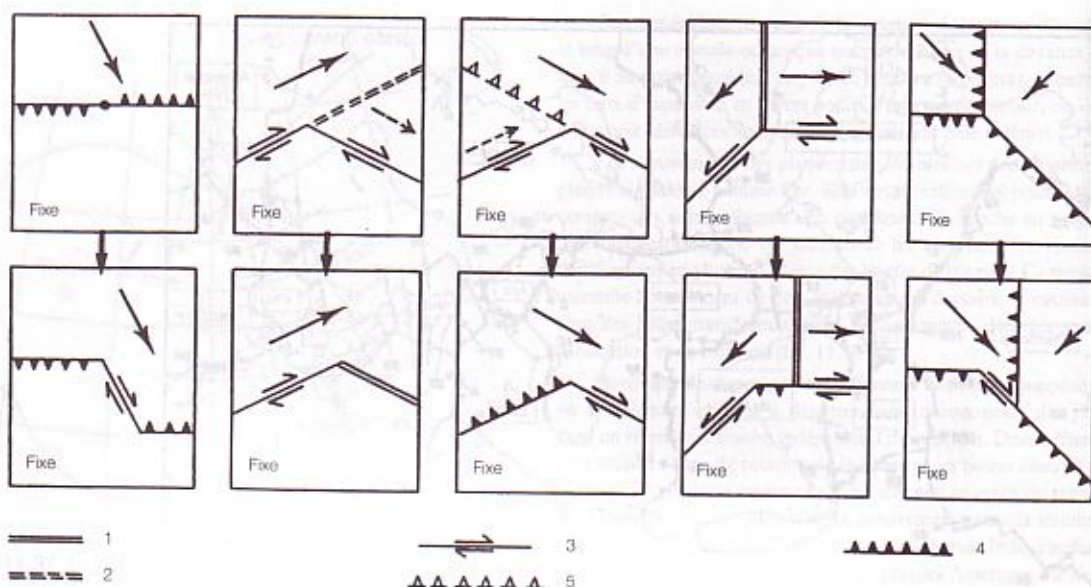


FIGURE 11.41. REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DE DIVERSES CONFIGURATIONS DE PLAQUES INSTABLES À UN POINT DOUBLE OU TRIPLE (HAUT) ET DE LEUR ÉVOLUTION (BAS). Une des plaques est considérée fixe. 1 : dorsale ; 2 : dorsale inactivée ; 3 : faille transformante ; 4 : zone de subduction ; 5 : zone de subduction inactivée.

— plusieurs forces qui concourent à freiner le mouvement de la plaque et qui agissent à l'axe de la ride et le long des failles transformantes (en témoignent les séismes qui s'y produisent), sur l'extrémité du panneau plongeant et à la base de la plaque. Dans le dernier cas (« mantle drag »), il s'agit d'une résistance au déplacement liée à la moindre vitesse de l'écoulement asthénosphérique par rapport à la plaque sus-jacente.

En guise de bilan, parmi toutes les forces qui agissent sur une plaque pour finalement créer son mouvement, la force motrice principale est le « slab pull » (traction exercée par la partie plongeante), tandis que les freins principaux sont le « mantle drag » et la résistance à la pénétration de la plaque dans le manteau.

d - Évolution de la configuration des plaques lithosphériques

d₁. Rôle des points triples

Les limites des plaques lithosphériques sont actives ; expansion océanique, subduction, collision ou coulisage s'y produisent... Cela conduit à des incompatibilités géométriques aux points de rencontre de deux ou trois de ces frontières : ce sont des points doubles ou triples (voire quadruples) généralement instables. La figure 11.41 en donne quelques exemples qui correspondent à des cas représentés à la surface du globe terrestre. En ce qui concerne les points triples, un seul reste fixe par rapport aux trois

plaques : il se situe à la rencontre de trois dorsales, comme c'est le cas dans l'océan Indien (point triple de Rodriguez). Les autres sont généralement instables et conduisent à des configurations nouvelles de plaques.

Plusieurs points triples existent le long de la côte pacifique de l'Amérique du Nord. Deux sont apparus au cours des derniers 30 Ma (fig. 11.42). Auparavant, le continent nord-américain était bordé par une plaque océanique, la plaque Farallon, dont la surface diminuait du fait de sa subduction sous la bordure du continent. À cause de cette diminution, un coin de la plaque Pacifique est arrivé dans la zone de subduction, il y a 30 Ma, créant deux points triples qui n'ont cessé de migrer depuis, en sens opposés, l'un vers le nord-ouest (point triple de Mendocino), l'autre vers le sud-est (point triple de Rivera), jusqu'à leurs positions actuelles ; la faille transformante de San Andreas et l'ouverture très récente du Golfe de Californie se substituant, entre eux et sur plus de 2 000 km, à la zone de subduction. Le volcanisme calco-alcalin lié à la subduction a cessé depuis, entre les deux points triples.

d₂. Le mouvement des plaques dans le passé

Les données de la géologie et de la géophysique (principalement le paléomagnétisme) permettent de reconstituer l'évolution des configurations des plaques dans le passé. Cette reconstitution est relativement aisée pour l'histoire qui s'est déroulée depuis 180 Ma ; on dispose pour cette période des anomalies magnétiques des océans et de la cinématique des plaques. Pour des périodes plus anciennes,

c'est-à-dire pour l'essentiel de l'histoire de la Terre, les contraintes imposées pour les reconstitutions sont moins fortes : la mémoire géologique des roches et des structures continentales est alors une référence incontournable.

Il ressort de ces reconstitutions qu'avant d'arriver au stade actuel, et en fonction des modifications de la configuration des plaques lithosphériques, le visage de la Terre a changé de façon ininterrompue. Des océans sont apparus, d'autres ont disparu, les continents se sont écartés ou rapprochés selon des trajectoires et avec des vitesses qui n'ont cessé de varier au cours du temps. À plusieurs reprises, une configuration exceptionnelle s'est reproduite, celle où tous les continents sont réunis en un supercontinent unique et où il n'existe qu'un seul océan.

La dernière fois, un tel rassemblement s'est produit au Carbonifère supérieur-Permien, il y a 280 Ma, quand existaient la Pangée (du grec « toutes les terres », terme introduit par A. Wegner en 1912) et la Panthalassa (fig. 11.43 p. 416).

Le supercontinent occupait alors un hémisphère. Sur l'autre, s'étendait la Panthalassa dont dépendait un vaste golfe s'avancant en forme de coin dans la Pangée : la Téthys.

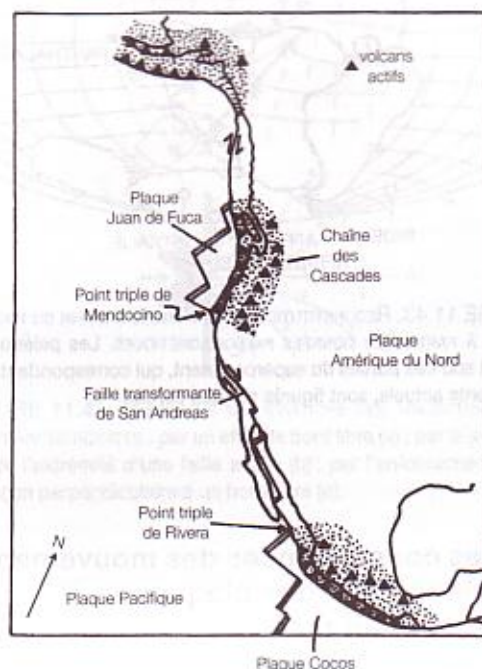
Les parties continentales se sont ensuite séparées les unes des autres par l'avancée vers l'ouest de la Téthys, d'abord dans l'Atlantique central à partir de la fin du Jurassique inférieur (~ 180 Ma), puis vers le golfe du Mexique et le domaine caraïbe jusqu'au Jurassique supérieur (~ 150 Ma). En même temps, l'ensemble Antarctique-Australie se détachait de la partie sud du supercontinent.

Ont suivi :

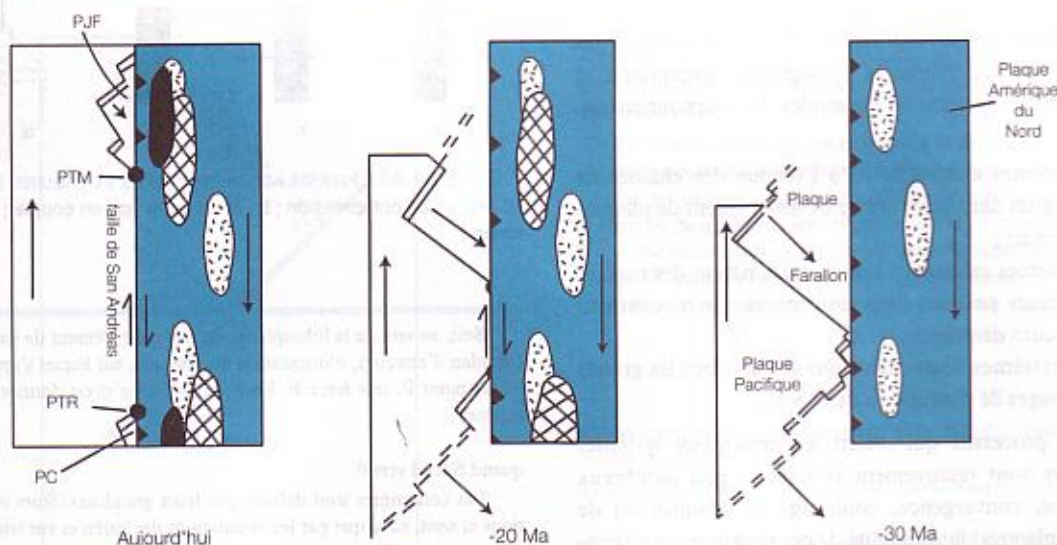
- l'ouverture de l'océan Indien et de l'Atlantique sud, à partir du Crétacé inférieur, permettant, d'une part, le détachement et la

remontée vers le nord de l'Inde, d'autre part, l'individualisation de l'Amérique du Sud il y a 100 Ma ;

- l'ouverture de l'Atlantique nord, d'abord entre le Canada et le Groenland (~ 80 à ~ 45 Ma) puis vers le nord-est, par séparation de l'Europe du Groenland ;
- la séparation de l'Australie du continent antarctique entraînant l'établissement du courant froid circum antarctique suivi de l'englacement de l'Antarctique à partir de 38 Ma.



a



b

FIGURE 11.42. ÉVOLUTION DE L'ANCIENNE PLAQUE FARALLON SUR LA MARGE OUEST DU CONTINENT NORD-AMÉRICAIN.

a : disposition actuelle des plaques et répartition du volcanisme lié aux subductions en cours.

b : configuration schématisée des plaques à 3 époques différentes. Les figurés en pointillés et quadrillés situent les manifestations magmatiques calco-alcalines oligocènes et miocènes. En noir est situé le volcanisme quaternaire lié aux subductions en cours des plaques Juan de Fuca et Cocos.

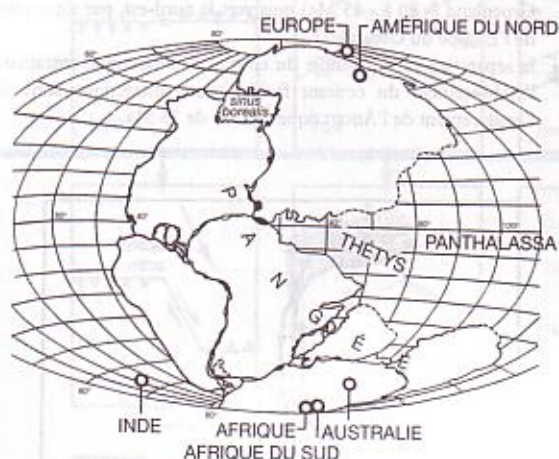


FIGURE 11.43. RECONSTITUTION DE LA PANGÉE À LA FIN DU PALÉOZOÏQUE À PARTIR DES DONNÉES PALÉOMAGNÉTIQUES. Les paléopôles nord et sud des parties du supercontinent, qui correspondent aux continents actuels, sont figurés par des cercles.

2. Les conséquences des mouvements horizontaux des plaques lithosphériques

La mécanique de la lithosphère permet d'identifier un nombre réduit de structures géologiques élémentaires et d'en connaître l'origine et les modes de fonctionnement. Ce sont :

- les systèmes chevauchants à l'origine des chaînes de montagnes dans un contexte de mouvement de plaques convergent ;
- les systèmes extensifs à l'origine des rifts et des marges océaniques passives dans un contexte de mouvement de plaques divergent ;
- et les systèmes décrochants qui accommodent les grands couissements de plaques ou de blocs.

Si les processus qui créent les principaux systèmes structuraux sont relativement simples et peu nombreux (divergence, convergence, couissement de plaques ou de parties de plaques) la variabilité de ces systèmes est généralement due aux complexités initiales plus ou moins fortes du milieu où ils se développent.

2.1 RAPPEL DE QUELQUES NOTIONS SIMPLES DE MÉCANIQUE

La *mécanique* est la partie de la physique dans laquelle l'effet des forces sur les corps est étudié. Elle comprend la *statique* qui concerne les corps en équilibre et la *dynamique* dédiée aux corps en mouvement. Par différence, en *cinématique*, on étudie les mouvements, abstraction faite des forces qui les produisent.

2.1.1 FORCES ET CONTRAINTES

Toute cause capable de modifier l'état de repos ou de mouvement, voire de déformer un corps est appelée *force*. On représente cette dernière par un *vecteur* orienté dans l'espace et de longueur proportionnelle à son importance.

Sur un corps rocheux donné et à un moment donné, les forces peuvent s'appliquer de diverses manières :

- *en compression* ; le corps est soumis à des forces qui tendent à le comprimer (fig. 11.44a) ;
- *en tension* ; le corps est soumis à des forces externes qui tendent à l'étirer (fig. 11.44b) ;
- *en couple* ; le corps est soumis à des forces externes égales, parallèles et dirigées en sens contraire (fig. 11.44 c) ;
- *en torsion* ; le corps est soumis à deux couples de forces externes imprimant deux mouvements contraires (fig. 11.44d).

L'application de forces extérieures sur un corps y engendre à l'intérieur actions et réactions. On dit que le corps est en *état de contrainte*.

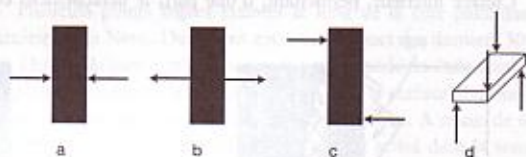


FIGURE 11.44. DIVERSES ACTIONS DE FORCES EXTÉRIEURES SUR UN CORPS. a : en compression ; b : en tension ; c : en couple ; d : en torsion.

Soit, au sein de la lithosphère, un très petit élément de surface S (dit plan d'attaque), d'orientation quelconque, sur lequel s'applique, en un point P , une force F . En P , la *contrainte* σ est donnée par le rapport :

$$\sigma = dF/dS$$

quand S tend vers 0.

Les contraintes sont définies par leurs grandeurs, leurs orientations et sens, ainsi que par les orientations des surfaces sur lesquelles elles agissent. Elles ont les dimensions d'une pression et s'expriment en pascals ou en bars.

Si, maintenant, on considère d'autres plans d'attaque passant par le même point P , mais ayant d'autres orientations, deux cas peuvent se présenter :

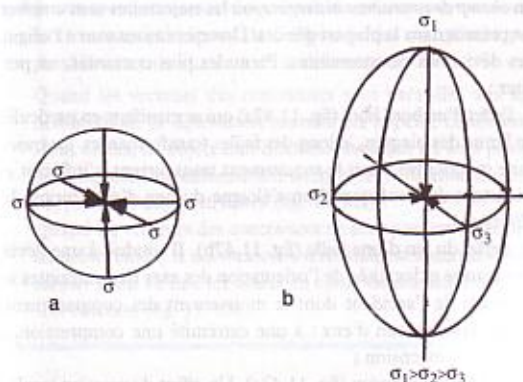


FIGURE 11.45. SPHERE D'UNE CONTRAINTE HYDROSTATIQUE (a) ET ELLIPSOÏDE DES CONTRAINTES TRIAXIAL (b).

- la valeur de la contrainte demeure constante, quelle que soit l'orientation du plan d'attaque S . Elle est de type *hydrostatique* (car elle se rencontre dans les liquides). Dans ce cas, le milieu est *isotrope*.
Le lieu géométrique des extrémités des vecteurs contraintes pour toutes les orientations de S passant par P est une *sphère* (fig. 11.45a) ;

- la contrainte varie lorsque l'orientation du plan d'attaque S change. Dans ce cas, le milieu est *anisotrope*.
Le lieu géométrique des extrémités des vecteurs contraintes pour toutes les orientations de S passant par P est un *ellipsoïde des contraintes triaxial* (fig. 11.45b) dont les trois axes portent les trois contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 (σ_1 maximale $>$ σ_2 intermédiaire $>$ σ_3 minimale).

Ces contraintes principales, qui agissent en compression ou en tension, sont perpendiculaires aux trois plans principaux d'attaque.

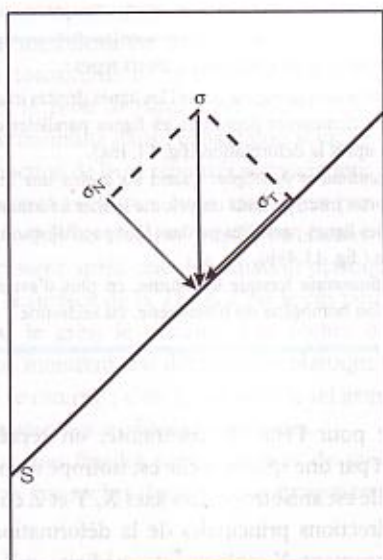


FIGURE 11.46. DÉCOMPOSITION VECTORIELLE D'UNE CONTRAINTE σ EN COMPRESSION, APPLIQUÉE À UNE SURFACE S PLANE, D'ORIENTATION QUELCONQUE.

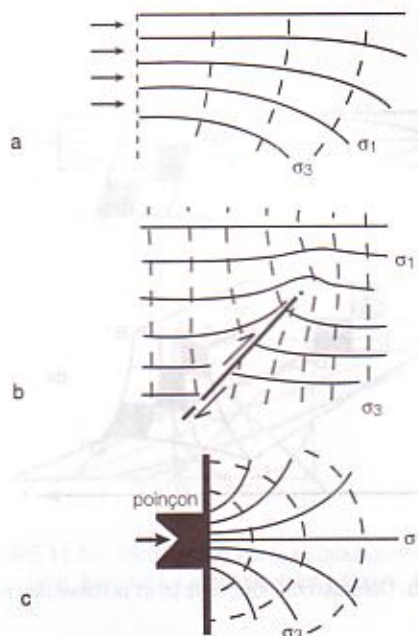


FIGURE 11.47. EXEMPLES DE DÉVIATIONS DES TRAJECTOIRES DE CONTRAINTES INDUITES : par un effet de bord libre (a) ; par le jeu dextre de l'extrémité d'une faille active (b) ; par l'enfoncement d'un poinçon perpendiculaire à un bord libre (c).

La connaissance de l'orientation et de la grandeur des contraintes principales en un point (*tenseur des contraintes*) permet de calculer les composantes normales et tangentielles de la contrainte qui s'exerce sur tout plan passant par ce point. En effet, dans le cas général, le plan d'attaque de la contrainte n'est pas un plan principal mais un plan oblique. Le vecteur contrainte σ se décompose alors en une composante perpendiculaire σ_N , dite *contrainte normale* de compression ou de tension et une composante tangentielle σ_T appelée *contrainte de cisaillement* (fig. 11.46).

Par ailleurs, le tenseur des contraintes se décompose en :

- une partie isotrope, dite *contrainte lithostatique* ou *contrainte moyenne* σ_m qui ne produit qu'un changement de volume du matériau et qui est de quelques kilobars ; $\sigma_m = 1/3 (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$;
- et une partie restante, anisotrope, nommée *contrainte déviatorique* ou *déviateur des contraintes*, de quelques centaines de bars. Les trois valeurs principales de la contrainte déviatorique sont :

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - \sigma_m = 1/3 (2\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3)$$

$$\sigma'_2 = \sigma_2 - \sigma_m = 1/3 (2\sigma_2 - \sigma_3 - \sigma_1)$$

$$\sigma'_3 = \sigma_3 - \sigma_m = 1/3 (2\sigma_3 - \sigma_1 - \sigma_2)$$

σ'_1 positive, est dite en *compression*, alors que σ'_2 , négative, est en *traction* (ou tension).

Dans la lithosphère, les contraintes résultent de la transmission de proche en proche d'efforts d'origine variable. Sur une surface donnée (choisie communément horizontale) on peut représenter en chaque point les directions des contraintes (σ_1 et σ_3 sur les figures 11.47). Les courbes

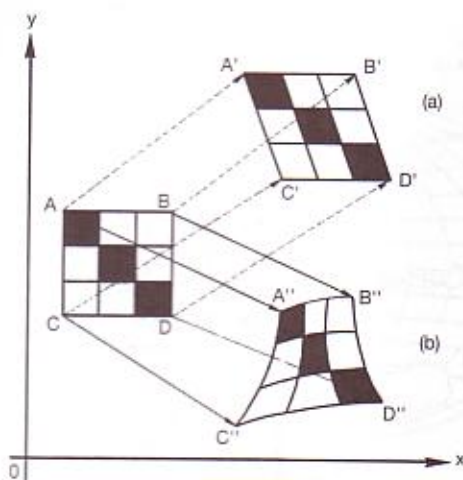


FIGURE 11.48. DÉFORMATION HOMOGÈNE (a) ET DÉFORMATION HÉTÉROGÈNE (b).

obtenues en les joignant sont des *trajectoires de contraintes* qui demeurent perpendiculaires entre elles en tout point alors que leurs directions varient. L'ensemble des trajectoires constitue le *champ de contraintes*.

L'aspect d'un champ de contraintes est variable :

- un *champ de contraintes homogène*, à trajectoires rectilignes, ne se présente que sur des étendues limitées ; en tout point, les contraintes sont identiques en direction et grandeur ;

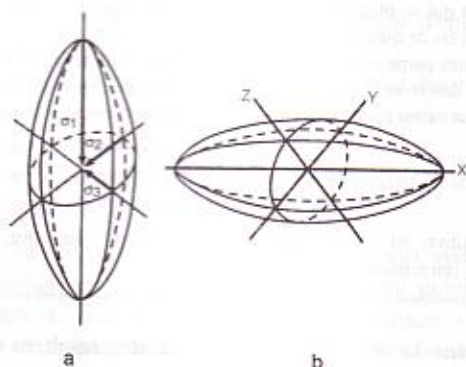


FIGURE 11.49. ELLIPSOÏDE DES CONTRAINTES (a) ET ELLIPSOÏDE DE DÉFORMATION (b). Aux vecteurs de contrainte σ_1 , σ_2 et σ_3 correspondent respectivement les axes de déformation Z, Y et X.

- un *champ de contraintes hétérogène*, où les trajectoires sont courbes, est présent dans la plupart des cas. Diverses causes sont à l'origine des déviations de contraintes. Parmi les plus courantes, on peut citer :

- l'effet d'un bord libre (fig. 11.47a) qui se manifeste en particulier en limite des plaques, le long des failles transformantes. La trajectoire σ_1 orientée selon le mouvement transcurrent, s'infléchit en s'écartant du bord quand on s'éloigne du lieu d'application des efforts ;
- l'effet du jeu d'une faille (fig. 11.47b). Il conduit à une déviation courbe et localisée de l'orientation des axes de contraintes au voisinage de l'accident dont le mouvement des compartiments induit dans chacun d'eux : à une extrémité une compression, à l'autre une extension ;
- l'effet d'un poinçon (fig. 11.47c). Un effort de pression localisé sur un bord libre par ailleurs, induit une disposition en gerbe divergente des trajectoires de σ_1 .

2.1.2 LA DÉFORMATION

Il s'agit de toute opération qui conduit à un changement de la forme, des dimensions et de la localisation d'un corps donné.

La *déformation finie* (= déformation totale) s'exprime par l'*élongation*, laquelle traduit le changement de longueur de tout élément linéaire du corps par rapport à sa longueur originale :

$$e = \frac{L1 - L0}{L0}$$

où e est l'élongation (sans unité), $L0$ la longueur initiale de la ligne et $L1$ sa longueur finale.

La déformation d'un corps est de divers types :

- Elle est *continue et homogène* quand les lignes droites inscrites dans un volume demeurent droites et les lignes parallèles demeurent parallèles après la déformation (fig. 11.48a).
- Elle est *continue et hétérogène* quand au moins une fraction des lignes droites inscrites dans un volume se met à former des lignes courbes, les lignes parallèles perdant leur parallélisme après la déformation (fig. 11.48b).
- Elle est *discontinue* lorsque le volume, en plus d'avoir subi une déformation homogène ou hétérogène, est sectionné.

Comme pour l'état de contrainte, on représente la déformation par une sphère si elle est isotrope ou par un ellipsoïde si elle est anisotrope. Les axes X, Y et Z correspondent aux directions principales de la déformation. X est l'axe d'allongement, Y est l'axe intermédiaire et Z est l'axe de raccourcissement (fig. 11.49).

Les vecteurs principaux de l'ellipsoïde des contraintes peuvent être parallèles ou non aux axes de la déformation.

- Quand les vecteurs des contraintes sont parallèles aux axes de déformation, la *déformation coaxiale* est appelée *cisaillement pur*. Dans ce cas, les objets sont déformés sans que les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation aient subi de rotation au cours de l'application des contraintes (fig. 11.50a).
- Quand les vecteurs des contraintes ne sont pas parallèles aux axes de déformation, la *déformation non coaxiale* est nommée *cisaillement simple*. Dans ce cas, les objets en cours de déformation subissent une rotation (fig. 11.50b).

2.2 COMPORTEMENT MÉCANIQUE DES ROCHES ET DÉFORMATION

2.2.1 APERÇU SUR LA RHÉOLOGIE DES MATÉRIAUX LITHOSPHÉRIQUES

La *rhéologie* qui traite du comportement des différents corps lors de leur déformation, concerne la viscosité, la plasticité, l'élasticité et l'écoulement des matériaux. Elle est étudiée, en géologie, au travers de la *mécanique des roches* fondée, en particulier, sur les résultats tirés des essais de déformation expérimentale.

La figure 11.51 présente la courbe théorique de la déformation d'un échantillon de roche (éprouvette) en réponse aux variations de contrainte. Au début, sous l'effet de l'augmentation de la contrainte, la roche subit une *déformation réversible* qui s'annule quand on supprime la contrainte ; son comportement est *élastique*. Le changement de pente qui situe la limite d'élasticité de la roche marque le passage au domaine où la déformation devient permanente : le comportement est devenu *plastique* traduisant ainsi des modifications irréversibles des relations entre éléments constitutifs de la roche. Au terme du domaine plastique, le *point de rupture* est atteint avec l'apparition d'une discontinuité dans l'échantillon sollicité.

En fonction de leurs réponses aux variations de contrainte (les autres conditions étant identiques par ailleurs) les diverses roches se révèlent *fragiles* ou *ductiles*. Les roches fragiles cassent après une déformation plastique faible ou nulle ; à la surface de la Terre, c'est le cas pour le granite, le gneiss, le grès, le calcaire. Les roches ductiles, par différence, montrent une déformation plastique significative avant de se rompre ; c'est le cas pour le sel gemme, l'anhydrite, le gypse, les argilites et les marnes.

Les roches fragiles sont qualifiées de *compétentes* par opposition aux roches ductiles dites *incompétentes*.

Il faut cependant souligner que le degré de compétence des roches est sous la dépendance de plusieurs facteurs dont les influences peuvent, de plus, se conjuguer. Ce sont principalement :

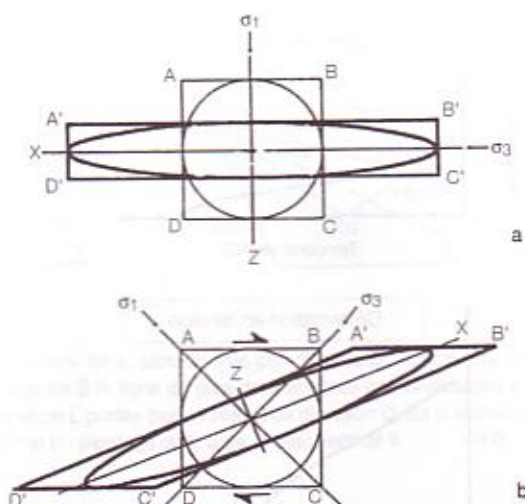


FIGURE 11.50. DÉFORMATION PLANE EN CISAILLEMENT PUR (a) ET EN CISAILLEMENT SIMPLE (b). La première est coaxiale, la seconde ne l'est pas.

- La nature (cf. supra) et la texture de la roche. La disposition engrenée des minéraux du granite accroît la cohésion tandis que la disposition en feuillets parallèles des argilites facilite le glissement.
- L'anisotropie des propriétés de la roche ou du massif rocheux. Les hétérogénéités (litage sédimentaire) ou les discontinuités (fractures, schistosité) sont autant de zones de faiblesse qui peuvent être utilisées ou réactivées en cours de déformation.
- La teneur en fluides d'imprégnation renfermés dans les pores de la roche et dans la trame cristalline des minéraux. Ces fluides qui conditionnent la dissolution, la recristallisation, voire la mise en suspension, influent beaucoup, de telle sorte qu'une roche « sèche » est plus compétente qu'une roche « humide ». L'eau joue un rôle essentiel.

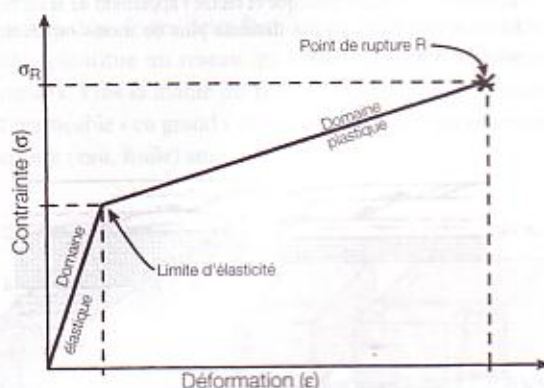


FIGURE 11.51. POUR UNE ROCHE DONNÉE, LES DIFFÉRENTS DOMAINES DE SA DÉFORMATION EN FONCTION DE L'ACCROISSEMENT DE LA CONTRAINTE.

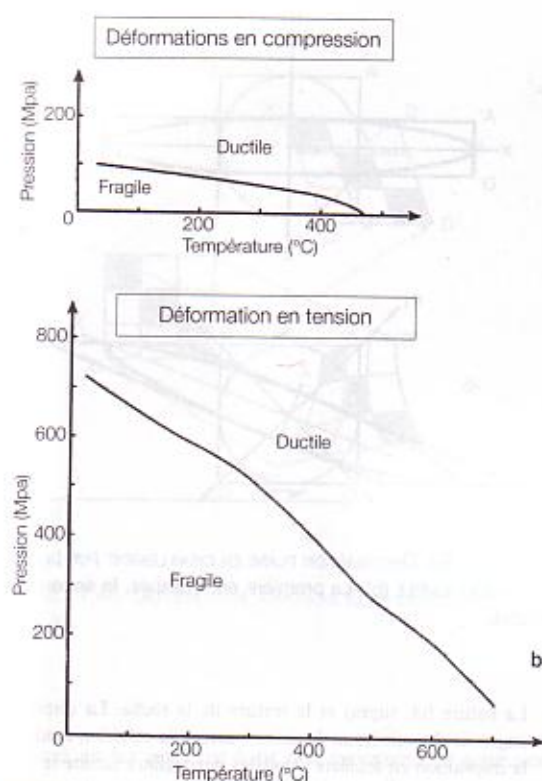


FIGURE 11.52. LES DOMAINES DE COMPORTEMENT DUCTILE ET FRAGILE D'UN CALCAIRE SOUMIS À DES DÉFORMATIONS EN COMPRESSION (a) ET EN TENSION (b).

- La vitesse de sollicitation. Sous le choc du manteau, le marbre se brise et révèle un comportement compétent. Par différence, une plaque de marbre posée en porte à faux se cintre sous son propre poids, si on la laisse ainsi assez longtemps ; le temps que se manifeste un comportement incompétent par fluage.
- La température. De façon générale, l'élévation de température augmente le domaine plastique et recule l'apparition de la rupture. La compétence des roches diminue plus ou moins rapidement selon la nature de la roche.

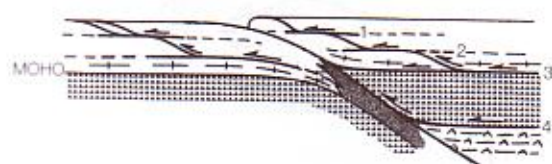


FIGURE 11.53. LITAGE RHÉOLOGIQUE DE LA LITHOSPHÈRE CONTINENTALE ET PRINCIPALES INTERFACES MÉCANIQUES DE DÉCOUPAGE POTENTIEL DURANT LA COLLISION. 1 : interface socle-couverture ; 2 : interface croûte supérieure-croûte inférieure ; 3 : Moho ; 4 : interface lithosphère-asthénosphère.

- La pression. L'accroissement de la charge lithostatique et de la pression fluide avec la profondeur augmente la pression de confinement dans la lithosphère. Il rend les roches moins compétentes. Cette perte de compétence s'ajoute à celle induite par l'accroissement de la température avec la profondeur (gradient géothermique) pour rendre les roches encore plus ductiles.
- Le type de champ de contraintes dans lequel la roche est placée. C'est ainsi (fig. 11.52) que le domaine fragile d'un calcaire est plus étendu pour des contraintes en tension que pour des contraintes en compression.

L'intégration des comportements élémentaires des diverses roches ou minéraux déterminés expérimentalement sur des éprouvettes placées dans des conditions de pression, de confinement et de température variables, permet de modéliser le comportement mécanique de la lithosphère.

Dans le cas de la lithosphère continentale, on choisit pour la croûte, des matériaux représentatifs de sa composition, riches en quartz et en feldspaths et aux teneurs en eau variables (l'eau facilite tout particulièrement la déformation plastique du quartz) ; et pour le manteau, l'olivine ou une périclote.

On obtient un modèle de variation de la rhéologie en fonction de la profondeur, tel que :

- la croûte supérieure, jusqu'à une profondeur proche de 20 km, a un comportement fragile. C'est d'ailleurs là que se situent la plupart des foyers sismiques ;
- la croûte inférieure, jusqu'au Moho, a un comportement plastique où la déformation tend à se localiser ;
- la partie sommitale du manteau lithosphérique est plus rigide parce que plus réfractaire que la croûte continentale sus-jacente. Vers sa base, le manteau lithosphérique perd graduellement de sa rigidité et passe progressivement à l'asthénosphère ductile.

En conséquence, la lithosphère continentale présente, sur l'ensemble de son épaisseur, des interfaces planes séparant des milieux de comportements différents. Ce sont des niveaux mécaniques à la faveur desquels les décollements et les déplacements d'unités structurales sont favorisés. Les principaux d'entre eux se situent (fig. 11.53) :

- à la limite couverture sédimentaire-socle cristallin où se trouvent souvent des évaporites. Dans les avant-pays déformés des chaînes de montagnes, ils sont à l'origine d'un décollement généralisé de la couverture et de son déplacement en « nappe de couverture » ;
- à la limite entre croûte supérieure et croûte inférieure dans laquelle il n'y a plus de minéraux hydratés. Séparant deux milieux à fusions magmatiques plus ou moins aisées, son rôle mécanique est certainement important lors des événements tardifs de relaxation des zones internes et profondes des chaînes de montagnes ;

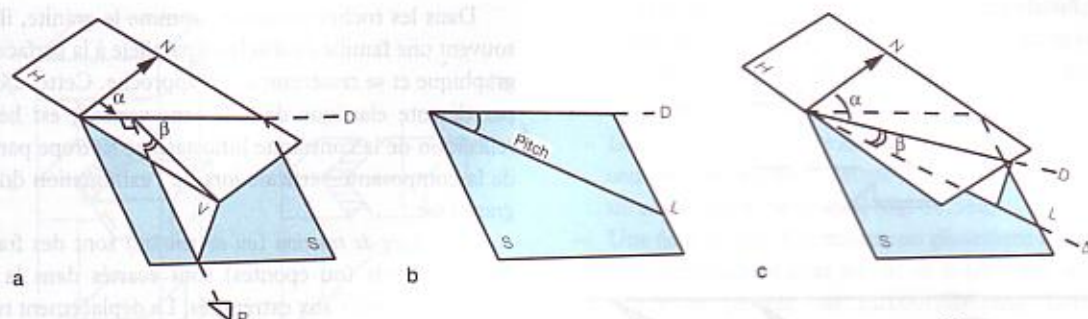


FIGURE 11.54. CARACTÉRISATION GÉOMÉTRIQUE DES ÉLÉMENTS PLANAIRES ET LINÉAIRES. En a, attitude d'un plan S, avec D : direction (= intersection de S avec le plan horizontal H), α : azimuth de D, P : sens du pendage de S (= ligne de plus grande pente perpendiculaire à D), β : valeur angulaire du pendage dans le plan vertical V. En b : pitch d'une linéation L portée par un plan S de direction D. En c, attitude de la linéation L, avec α : azimuth de la projection D de L sur le plan horizontal H et β : pendage de L dans le plan vertical V.

- à la base de la croûte (Moho). Cette interface joue un rôle essentiel en permettant la remontée rapide et l'exhumation de morceaux de croûte inférieure métamorphisés dans le faciès granulitique ;
- à la base de la lithosphère. Le découplage manteau rigide – asthénosphère plastique permet l'écaillage du manteau lithosphérique et son imbrication dans les zones internes des chaînes de collision, comme c'est le cas dans les Alpes occidentales.

Il ressort, en outre, que la lithosphère continentale possède une déformabilité supérieure à celle de la lithosphère océanique plus homogène en composition et en structure.

2.2.2 ANALYSE DE LA DÉFORMATION DES ROCHES

La tectonique (du grec *tektôn*, constructeur) est, en géologie, la discipline consacrée à l'étude des structures acquises par les roches, postérieurement à leur formation. Elle est également dite *géologie structurale*. En tectonique, il est indispensable de distinguer, dans l'architecture actuelle d'un objet géologique (quelle que soit sa taille), ce qui est lié aux propriétés et rapports originels des roches (ceux-ci sont des *structures primaires*), de ce qui est dû à leur déformation postérieure ; cette dernière étant le sujet même de l'étude structurale.

La complexité tectonique d'un objet géologique est plus ou moins grande. Son étude structurale, essentiellement géométrique, se réduit cependant le plus souvent à celle de quelques éléments qui sont des lignes (lignes inscrites dans la roche comme les stries et les linéations ou lignes virtuelles comme les axes de plis) et des surfaces. Certaines d'entre elles ont été créées par la déformation ; d'autres, antérieures, témoignent, par leur attitude, des caractères de cette déformation. À l'aide d'une boussole munie d'un clinomètre on mesure : pour une surface,

l'azimuth de sa direction et son pendage ; et, pour une ligne droite, son *pitch* (angle avec l'horizontale dans le plan de la surface porteuse) et son attitude (fig. 11.54).

a – La déformation cassante

Elle se manifeste par des discontinuités qui sont des surfaces de fractures.

a_1 . Les figures de la déformation cassante

Les manifestations naturelles de la déformation cassante sont des fractures avec ou sans rejet (déplacement des compartiments).

α – Les fractures à déplacement nul ou très faible. Elles comprennent les diaclases, les fentes de traction et les joints stylolithiques (fig. 11.55).

Les diaclases sont des fractures sans déplacement ni remplissage.

Dans les roches sédimentaires, elles sont, le plus souvent, perpendiculaires aux joints de stratification. L'association de ces deux familles de surfaces de discontinuité, constitue un réseau qui débite la roche en prismes grossiers. Plus la maille du réseau est serrée, plus la roche est perméable « en grand » et plus les capacités des réservoirs rocheux (eau, huile) sont élevées.

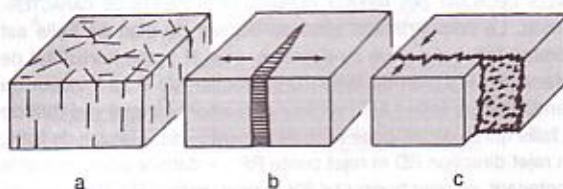


FIGURE 11.55. SCHÉMA DES PRINCIPALES FRACTURES SANS DÉPLACEMENT. a : diaclase ; b : fente de tension ; c : joint stylolithique.

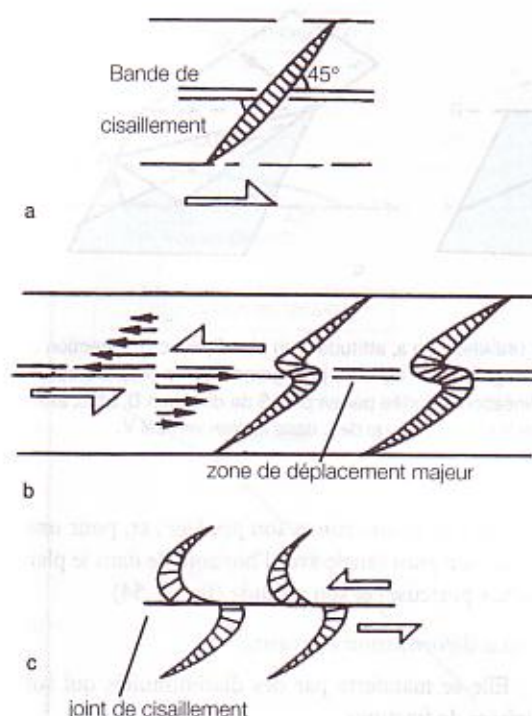


FIGURE 11.56. FENTES EN ÉCHELON ET BANDE DE CISAILLEMENT. a : disposition d'une fente ; b : fentes sigmoïdales ; c : fentes sigmoïdales cisailées.

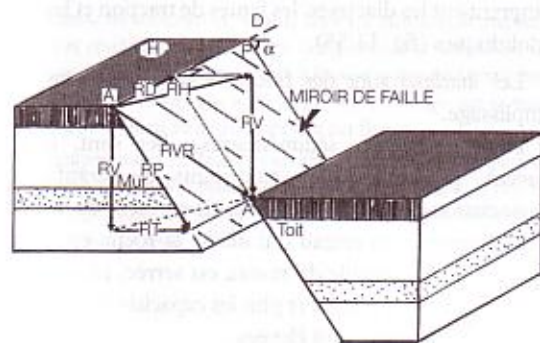


FIGURE 11.57. REPRÉSENTATION EN BLOCS-DIAGRAMME D'UNE FAILLE DÉCALANT DES NIVEAUX REPÉRÉS ET ÉLÉMENTS DE CARACTÉRISATION. Le compartiment situé au-dessus du plan de faille est nommé toit, celui situé au-dessous, mur. H : plan horizontal de référence ; P : plan de faille ; D : direction de P ; a : valeur du pendage de la faille ; AA' : vecteur glissement ou rejet vrai RVR de la faille qui se décompose vectoriellement : - dans le plan de faille, en rejet direction RD et rejet pente RP ; - dans le plan vertical le contenant, en rejet horizontal RH et rejet vertical RV. Dans le plan vertical, le rejet pente est lui-même décomposé en un rejet transversal RT et en un rejet vertical RV.

Dans les roches intrusives, comme le granite, il existe souvent une famille de diaclases parallèle à la surface topographique et se resserrant à son approche. Cette *exfoliation* par détente élastique dans le sens vertical, est liée à la relaxation de la contrainte lithostatique isotrope par chute de la composante verticale lors de l'exhumation du corps granitique.

Les *fentes de traction* (ou de tension) sont des fractures dont les bords (ou épontes) sont écartés dans la partie centrale et jointifs aux extrémités. Le déplacement responsable de l'ouverture est perpendiculaire au plan de fracture : il s'est produit sans cisaillement, par traction. Généralement, les fentes sont remplies de minéraux cristallisés : calcite dans les calcaires, quartz dans les granites, par exemple. Les cristaux se présentent en fibres allongées perpendiculairement aux épontes.

La taille des fentes est variable. Le plus souvent, leur longueur est centimétrique à décimétrique avec des ouvertures millimétriques à centimétriques. Plus rarement, leur longueur est hectométrique ; elles ont alors pu guider la montée de laves qui se présentent, après refroidissement, sous forme de dykes.

Sur le terrain, les fentes apparaissent couramment disposées en échelon (fig. 11.56). Dans ce cas, elles sont liées à des bandes de cisaillement : leur direction fait un angle de 45° avec la direction du cisaillement dont elle permet de déterminer le sens (fig. 11.56a). La forme sigmoïdale qu'elles peuvent présenter, est due au caractère hétérogène de la déformation cisailante ductile du matériau ; en particulier, quand elle est plus importante dans la partie centrale de la bande qu'en périphérie (fig. 11.56b). Le mouvement se poursuivant, les fentes sigmoïdales subissent finalement le cisaillement (fig. 11.56c).

Les *joints stylolithiques* apparaissent, le plus souvent, associés aux fentes de traction. Ce ne sont pas des fractures mais des surfaces suivant lesquelles des blocs contigus sont intimement engrenés. Elles sont hérissées de pics en forme de colonnes ou de cônes, de taille millimétrique à centimétrique, nommés *stylolithes*. Ce sont des surfaces irrégulières de dissolution de la roche par pression. Abondants dans les calcaires, les joints stylolithiques sont également présents dans les roches sédimentaires siliceuses (quartzite, par exemple).

β - Les failles

• **Caractéristiques géométriques.** À toutes les échelles (du mètre à plusieurs centaines de kilomètres), une faille est une fracture des roches de la croûte terrestre, accompagnée d'un glissement, l'un par rapport à l'autre, des compartiments qu'elle sépare (fig. 11.57).

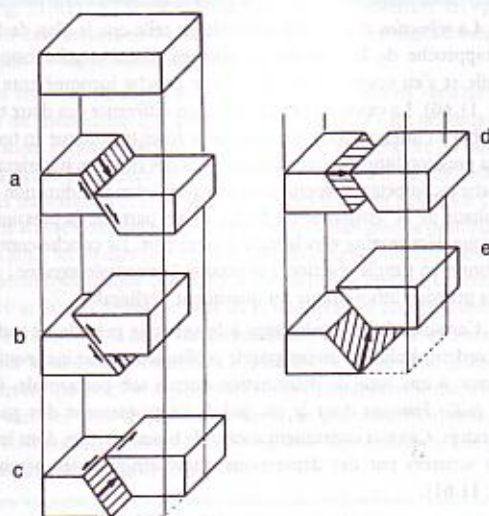


FIGURE 11.58. REPRÉSENTATION EN BLOCS-DIAGRAMMES DE DIFFÉRENTS TYPES DE FAILLES. a : faille normale ; b : faille inverse ; c : décrochement sénestre ; d : décrochement sénestre normal ; e : décrochement sénestre inverse.

La surface de faille, nommée communément (et abusivement) plan de faille, est une surface de cisaillement. Elle est le plus souvent irrégulière et peut être représentée parfois par une tranche plus ou moins épaisse qui renferme de nombreux plans de cisaillement.

Le long du plan de faille, les bords des deux compartiments ont pu être polis lors du mouvement, donnant ce que l'on nomme des *miroirs de faille*. Ces derniers portent assez couramment des *stries* de friction qui renseignent sur la direction et le sens du vecteur glissement.

Le *vecteur glissement* indique le *rejet vrai* de la faille (il joint deux points A et A' des deux compartiments qui étaient initialement contigus). On le décompose (fig. 11.57) en : un rejet vertical qui donne la différence d'altitude entre deux points homologues après déplacement, un rejet transversal qui donne la valeur de l'allongement (ou de raccourcissement) dans le plan perpendiculaire au plan de faille et en un rejet direction qui exprime le déplacement latéral. Dans le cas d'une faille décrochante (ou décrochement), le vecteur glissement est horizontal et il n'existe qu'un rejet horizontal ayant la direction du plan de faille.

• Les principaux types de failles. Plusieurs classifications des failles existent. La plus rigoureuse, basée sur le vecteur glissement des compartiments séparés par la fracture, permet d'identifier (fig. 11.58) :

- Une *faille normale*. Elle abaisse le compartiment situé à son toit par rapport à l'autre situé au mur et engendre un allongement horizontal (fig. 11.58a).
- Une *faille inverse*. Elle montre un glissement vers le haut du compartiment situé au toit de la faille par rapport à l'autre et produit un raccourcissement horizontal (fig. 11.58b).

Dans les deux cas précédents, la composante verticale du rejet est dominante.

- Un *décrochement*. Il s'agit d'une faille à glissement horizontal. Un décrochement est *sénestre* si l'observateur placé sur un compartiment et regardant l'autre, voit ce dernier se déplacer vers sa gauche (fig. 11.58c). Dans le cas contraire, le décrochement est *dextre*. Un décrochement présente souvent une composante anormale ou inverse (fig. 11.58d et e).

Remarque. Comme il apparaît sur la fig. 11.59, une faille normale est un accident soustractif. Au long d'un forage vertical la recoupant, il manque des terrains (fig. 11.59a). Par différence, une faille inverse est un accident additif. Un forage vertical la recoupant traverse plusieurs fois les mêmes termes (fig. 11.59b). Une faille inverse est donc à l'origine d'un chevauchement, d'autant plus net que la pente de l'accident tectonique se rapproche de l'horizontale.

• Réfraction et courbure des surfaces de failles. Mis à part les grands décrochements lithosphériques, les surfaces de failles ne s'enfoncent pas verticalement dans les profondeurs de la croûte terrestre. Généralement, elles se réfractent au passage de couches de compétences différentes et/ou se courbent.

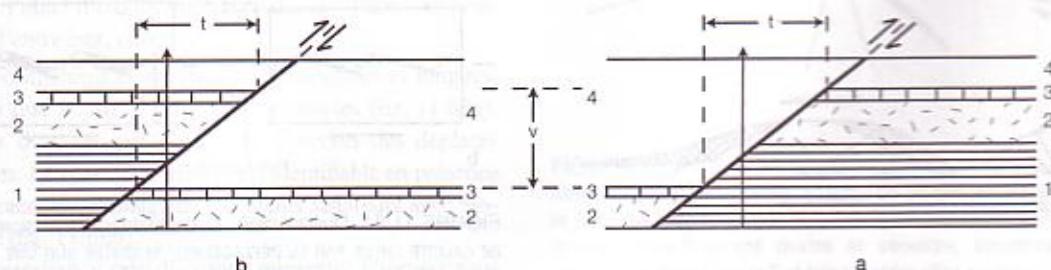


FIGURE 11.59. ASPECTS SOUSTRACTIF OU ADDITIF D'UNE FAILLE REPRÉSENTÉE EN COUPE. a : faille normale de distension (t = allongement) ; b : faille inverse de compression (t = raccourcissement). Le rejet vertical v est le même dans les deux cas.

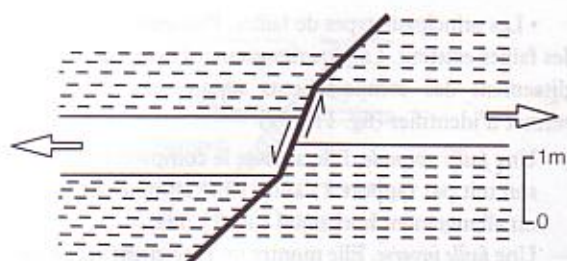


FIGURE 11.60. RÉFRACTION D'UNE FAILLE NORMALE EN EXTENSION AU PASSAGE D'UNE COUCHE PLUS COMPÉTENTE FRAGILE.

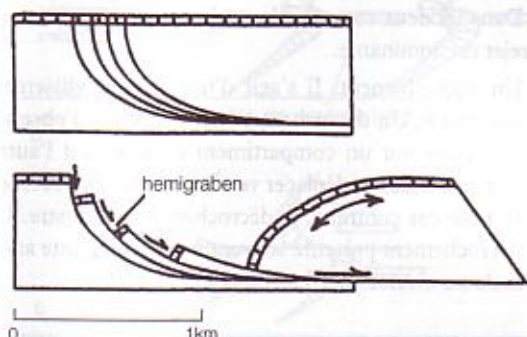


FIGURE 11.61. ROTATION DES PANNEAUX EFFONDÉS LIÉE AU JEU D'UNE FAILLE LISTRIQUE DONT LA SURFACE S'INCURVE PROGRESSIVEMENT VERS L'HORIZONTALE EN PROFONDEUR POUR SE RACCORDER À UNE ZONE DE CISAILLEMENT. Noter la flexuration en antiforme du compartiment de droite.

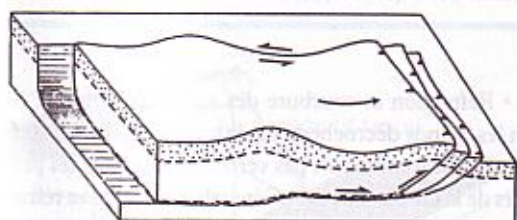


FIGURE 11.62. CHEVAUCHEMENTS FRONTAUX PAR FAILLES INVERSES ET CHARRIAGE AU-DESSUS D'UNE ZONE DE CISAILLEMENT À L'ÉCHELLE DE LA CROÛTE TERRESTRE. Latéralement, le déplacement lié au charriage est accommodé par un décrochement sénestre.

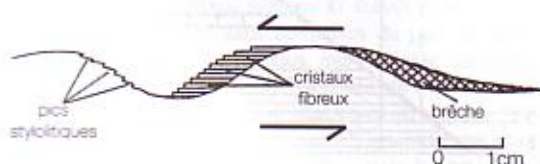


FIGURE 11.63. SECTEURS EN COMPRESSION ET EXTENSION SUR UNE SURFACE DE FAILLE GAUCHE À JEU SÉNESTRE ET STRUCTURES ASSOCIÉES.

La *réfraction* d'une faille normale est telle que le plan de fracture se rapproche de la verticale au passage d'une couche compétente fragile et s'en écarte au passage d'une couche incompétente ductile (fig. 11.60). La cause en est une réaction différente des deux types de couches à l'intervention conjuguée de la force tectonique en tension et de la pression lithostatique (liée au poids des couches supérieures). La couche incompétente répond en se rompant selon une direction oblique résultant de la tension et du fluage d'une part, de la pression lithostatique décroissante vers le haut d'autre part. La couche compétente se rompt en simple réaction à la tension horizontale exercée ; l'action de la pression lithostatique est quasiment négligeable.

Certaines failles, redressées à la verticale près de la surface, se raccordent, à plus ou moins grande profondeur et par incurvation vers le haut, à une zone de déformation ductile sub-horizontale. Ce sont des *failles listriques* dont le jeu induit un pivotement des panneaux effondrés. Ceux-ci constituent autant de blocs basculés dont les crêtes sont séparées par des dépressions dissymétriques, les *hémigrabens* (fig. 11.61).

Une transition identique entre déformation discontinue en surface et déformation continue d'une zone de cisaillement profonde existe entre les failles inverses superficielles et les charriages sur discontinuités ductiles profondes (fig. 11.62).

• Les structures au voisinage du plan de faille. La surface d'une faille est généralement gauche. Le mouvement relatif des compartiments détermine sur cette surface irrégulière des secteurs en extension et d'autres en compression (fig. 11.63).

Les secteurs en extension, à l'échelle métrique (fig. 11.64), montrent des ouvertures « en dominos », tapissées ou remplies de minéraux fibreux (calcite, quartz) allongés parallèlement au jeu de la

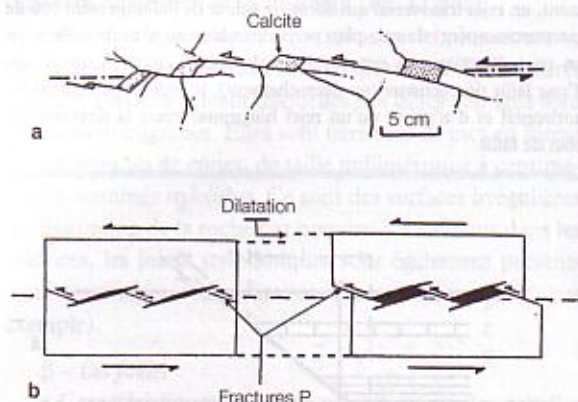


FIGURE 11.64. OUVERTURES « EN DOMINOS » D'EXTENSION REMPLIES DE CALCITE CRÉÉE PAR LE DÉPLACEMENT SÉNESTRE SUR UNE FRACTURE CONSTITUÉE PAR LA SUCCESSION DE FACETTES DE CISAILLEMENT. a : aspect naturel observé et représenté en deux dimensions ; b : modèle théorique.

faille (fig. 11.63). À l'échelle décakilométrique, l'ouverture en « pull-apart » de ces secteurs en *transension* sur des décrochements conduit à la création de bassins sédimentaires (fig. 11.65).

Les secteurs en compression présentent un aspect variable qui dépend du mécanisme qui intervient pour « effacer » les obstacles au déplacement et des conditions de pression et de température du milieu. Dans la partie supérieure de la croûte terrestre (0 à 5 km de profondeur), la fracturation et le broyage des roches donnent naissance à des brèches et microbrèches peu ou pas cimentées. À plus grande profondeur (5 à 10 km), les parties broyées sont généralement plus épaisses et la fracturation hydraulique conduit à la formation de brèches cimentées. Entre 10 et 20 km de profondeur où la température est généralement supérieure à 300 °C, la déformation plastique s'exprime par la formation de roches fortement déformées et à grain fin : les *mylonites*. Quand le déplacement est lent, l'interpénétration des compartiments est accommodée dans les secteurs en compression par pression-dissolution des surfaces en contact. Les marqueurs en sont des *stylolites*, aux pics parallèles au déplacement (fig. 11.63).

Sur les courbures des grands décrochements où la compression domine, peuvent naître des failles décrochantes annexes à composantes inverses qui se raccordent vers le bas. Elles donnent des structures en coin, dites *structures en fleur*. Ces marqueurs d'un régime en *transpression* (fig. 11.66) peuvent atteindre la taille d'une chaîne de montagne (exemple : les Transverse Ranges sur la faille de San Andreas, au nord de Los Angeles).

Le jeu d'une faille principale est enfin souvent accompagné de fractures de second ordre : cisaillements et fentes de tension apparaissent alors. Leur orientation est conforme au modèle de Riedel, obtenu expérimentalement en 1929, en cisailant des couches d'argile (fig. 11.67).

• Recherche de la direction et du sens du glissement sur les failles. Le glissement sur une surface de faille est enregistré, comme il a été indiqué, par divers marqueurs qui résultent de la déformation de la roche dans la zone de cisaillement.

À petite échelle, ce sont des *tectoglyphes* qui sont disposés sur le miroir de faille, parallèlement (striations, cannelures...) ou perpendiculairement au vecteur glissement et qui sont l'objet d'études microtectoniques. Parmi les principaux d'entre eux, citons :

- Les cannelures et rainures bien marquées et longues, ainsi que les stries plus fines et courtes (fig. 11.68a). Elles donnent directement la direction des déplacements. Le sens de ce dernier est identifiable en présence de traces de trainage de fragments striateurs avec blocage (fig. 11.68b).
- Les escaliers à cristallisations minérales fibreuses sous abri (fig. 11.68c) et les escaliers de dissolution à pics

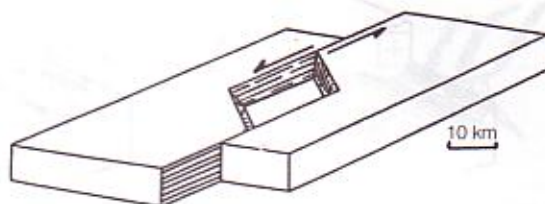


FIGURE 11.65. MODÈLE D'OUVERTURE EN « PULL APART » D'UN BASSIN SÉDIMENTAIRE SUR UN DÉCROCHEMENT SÉNESTRE.

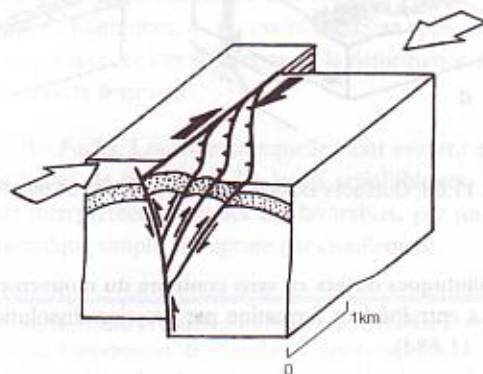


FIGURE 11.66. SCHÉMA D'UNE STRUCTURE EN FLEUR MARQUANT UN RÉGIME DE TRANSPRESSION SUR UN SEGMENT D'UN DÉCROCHEMENT DEXTRE.

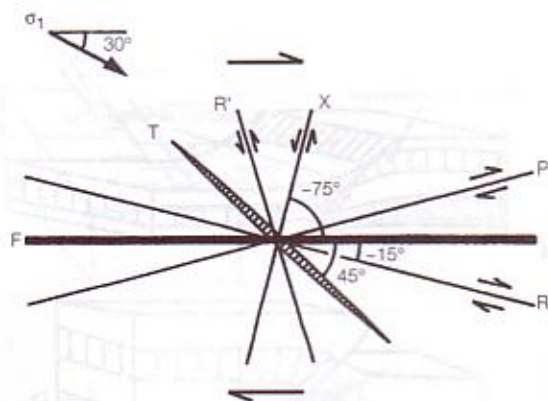


FIGURE 11.67. DISPOSITION DES FRACTURES DE DEUXIÈME ORDRE ASSOCIÉE À UNE FAILLE DEXTRE. T : fente de traction orientée à 45° de la faille F. R (de Riedel) et R' : failles de deuxième ordre conjuguées, respectivement dextre et sénestre, symétriques par rapport à la direction de T et faisant entre elles un angle voisin de 60°. P et X : autres failles de deuxième ordre, respectivement symétriques de R et R' par rapport à F.

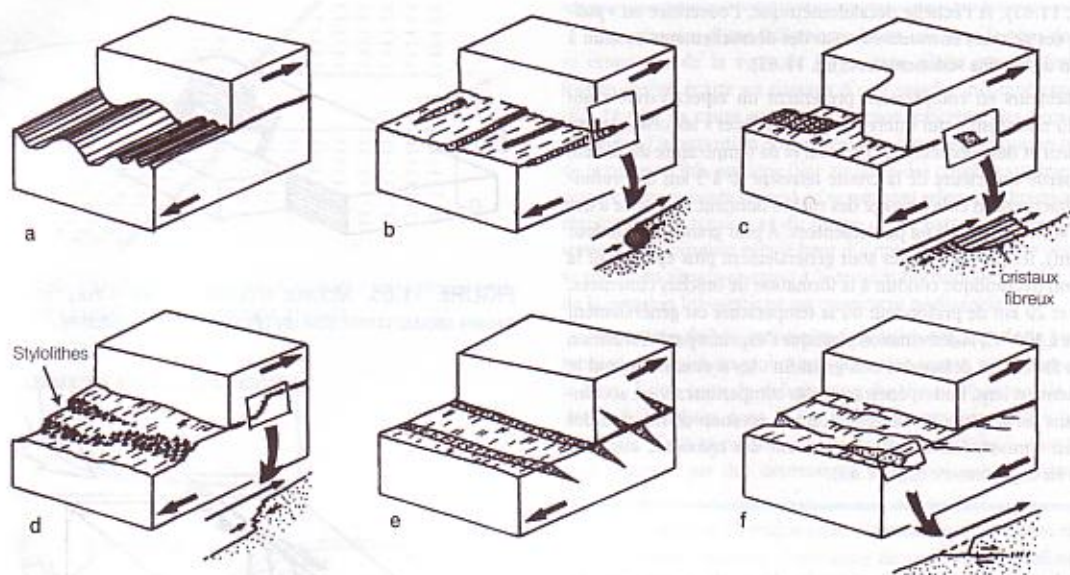


FIGURE 11.68. QUELQUES EXEMPLES DE TECTOGLYPHES DE MIROIRS DE FAILLES, MARQUEURS DU MOUVEMENT. Commentaire dans le texte.

stylolithiques dirigés en sens contraire du mouvement qui a entraîné leur formation par pression-dissolution (fig. 11.68d).

- Les fentes de traction (fig. 11.68e) et les microcisaillements de type Riedel (fig. 11.68f).

À plus grande échelle, le sens de déplacement peut être indiqué par des rebroussements de couches au voisinage du plan de failles, nommés *crochons* (fig. 11.69).

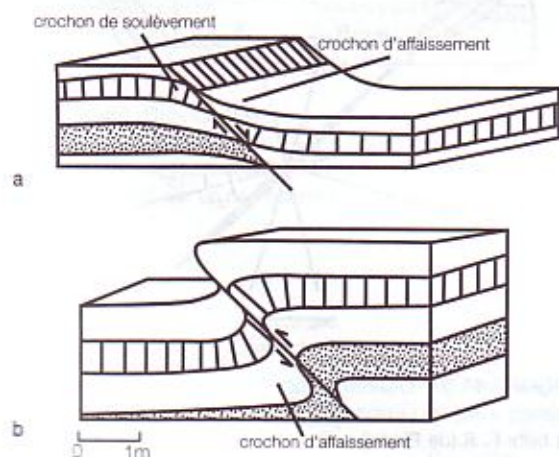


FIGURE 11.69. SCHÉMAS DES CROCHONS DE COUCHES DÉVELOPPÉS AU VOISINAGE D'UNE FAILLE NORMALE (a) ET D'UNE FAILLE INVERSE (b).

• Les terminaisons des failles. La formation des fractures est toujours accompagnée d'une libération d'énergie qui, finalement, conduit à l'arrêt de leur propagation. Diverses configurations structurales sont présentes aux extrémités des failles qui rendent compte de l'amortissement du mouvement. Ce sont, par exemple (fig. 11.70) :

- des ramifications de failles en queue de cheval ;
- des fentes de tension en échelon ;
- des fentes de tension et des joints stylolithiques répartis de part et d'autre de l'extrémité de la faille.

Sur ces dispositifs, le mouvement de la faille a été transformé et finalement absorbé par déformation continue ou distribué en déplacements très faibles sur de multiples accidents de deuxième ordre.

a₂. Interprétation dynamique des fractures

Elle est limitée au cas des fractures liées à une déformation sans rotation.

α – *Fentes de traction et joints stylolithiques*. Ils sont généralement associés sur le terrain (fig. 11.71). Leur analyse combinée renseigne sur les directions principales de la déformation et de la contrainte qui est à son origine.

La normale au plan des fentes donne la direction d'allongement X , laquelle, compte tenu de la faiblesse de la déformation, correspond aussi à la direction de σ_3 . De telle sorte que :

- les fentes horizontales résultent d'un régime tectonique compressif (σ_3 vertical)

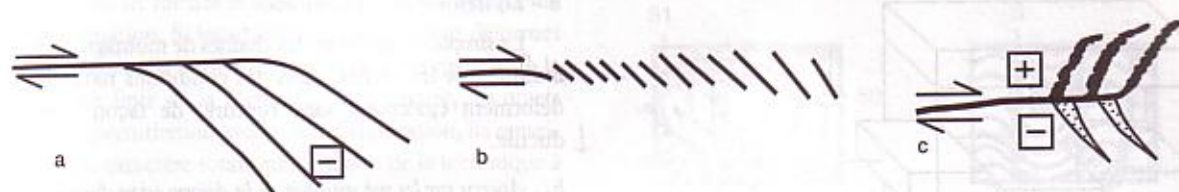


FIGURE 11.70. QUELQUES EXEMPLES DE TERMINAISONS DE FAILLES. a : en queue de cheval ; b : par fentes de traction disposées en échelon ; c : par joints stylolithiques et fentes de traction. + : domaine en compression ; - : domaine en tension.

— les fentes verticales sont le produit, soit d'une tectonique en extension (σ_3 horizontal, σ_1 vertical), soit d'un régime décrochant (σ_3 horizontal, σ_2 vertical).

Dans le deuxième cas, pour pouvoir trancher, il est nécessaire de connaître la direction axiale des fentes qui correspond à la direction de l'axe de déformation Y (et à celle de la contrainte σ_2). À partir de cette donnée, il est alors aisé de déterminer σ_1 qui est perpendiculaire au plan renfermant σ_3 et σ_2 et de définir le régime de contrainte correspondant.

Dans la pratique, il est très difficile de mesurer la direction axiale d'une fente. Aussi, se sert-on de l'information fournie par les joints stylolithiques liés à la même déformation.

La direction des pics stylolithiques est celle de σ_1 , la dissolution qui est à leur origine se faisant selon la direction de compression la plus forte. Aussi, dans le cas où les pics stylolithiques sont bien disposés perpendiculairement au joint stylolithique qui les porte, celui-ci est un plan principal d'attaque et la perpendiculaire à ce joint est celle de la contrainte σ_1 et de la direction de raccourcissement Z.

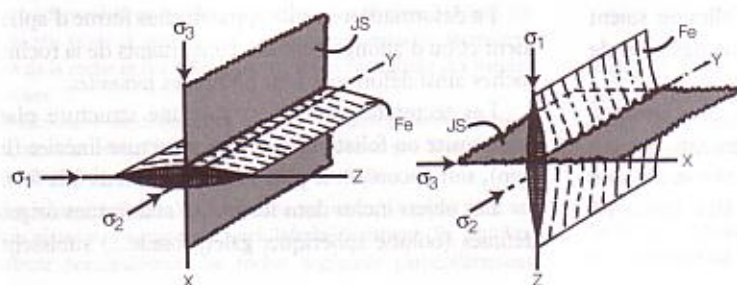
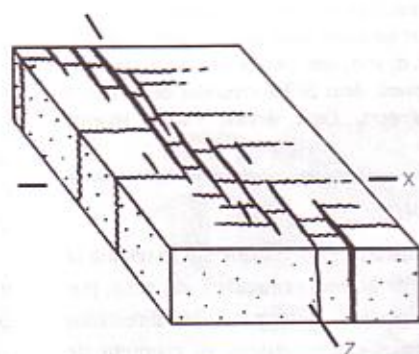
À partir de nombreuses mesures prises sur le terrain des directions perpendiculaires aux fentes de traction et aux joints stylolithiques, il est possible, par une approche statistique, d'accéder aux directions de la déformation finie et à celles de la contrainte.

β - Failles. Les failles auxquelles sont souvent associées les fentes de traction et les joints stylolithiques, peuvent être interprétées, dans des cas favorables, par un modèle mécanique simple de rupture par cisaillement.

Sur un milieu à l'équilibre où règne une contrainte de type hydrostatique, l'intervention de contraintes supplémentaires horizontales, d'origine tectonique, provoque l'apparition de six systèmes de failles conjuguées deux par deux (fig. 11.72 p. 428):

— Si, dans le plan horizontal, il y a surplus de contraintes extensives plus fortes selon une direction, σ_3 et σ_2 sont dans le plan horizontal

FIGURE 11.71. EXEMPLE D'ASSOCIATION JOINTS STYLOLITHIQUES-FENTES DE TRACTION EN ÉCHELON ET SCHÉMAS DE L'INTERPRÉTATION DYNAMIQUE DE LEUR ASSOCIATION. Fe : fente de traction ; JS : joint stylolithique.



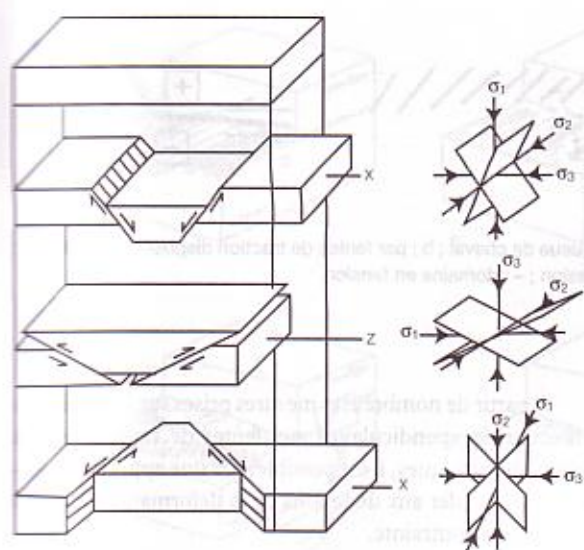


FIGURE 11.72. INTERPRÉTATION DYNAMIQUE DE DEUX FAILLES CONJUGUÉES.

et σ_1 est verticale. À la rupture, deux cisaillements conjugués se manifestent pour donner deux failles normales ayant σ_2 pour intersection et formant avec l'horizontale un angle de 60° (fig. 11.72 a).

- Si, dans le plan horizontal, il y a un surplus de contraintes compressives plus fortes selon une direction, σ_1 et σ_2 sont dans le plan horizontal et σ_3 est verticale. À la rupture, deux cisaillements conjugués se manifestent pour donner deux failles inverses formant avec l'horizontale un angle de 30° (fig. 11.72 b).
- Si, dans le plan horizontal, il y a un surplus de contrainte compressive suivant une direction et extensive selon une direction perpendiculaire à la précédente, σ_1 et σ_3 sont dans le plan horizontal et σ_2 est verticale. À la rupture, deux failles verticales décrochantes conjuguées se manifestent, l'une dextre, l'autre sénestre (fig. 11.72c).

En partant de ce modèle, si l'on mesure sur le terrain la direction et le pendage de failles conjuguées, on peut, par une méthode stéréographique, déterminer les directions des contraintes principales qui régnaient au moment de leur formation, à condition toutefois que les failles mesurées soient effectivement conjuguées (donc qu'elles se soient formées en même temps) et qu'elles n'aient pas subi de rotation.

Cette méthode de recherche de l'état de contrainte n'est généralement pas applicable aux glissements sur une population de fractures préexistantes. D'autres méthodes numériques ou graphiques doivent alors être mises en œuvre.

b - La déformation continue

La simple observation des chaînes de montagnes plissées indique que les roches, dans des conditions naturelles, se déforment également sans rupture, de façon continue, ductile.

b₁. Aperçu sur les mécanismes de la déformation ductile

L'écoulement ductile, dans un premier cas, peut être accommodé par des mouvements relatifs de grains. Les déplacements résultent de la fracturation des roches et des minéraux, suivie d'un glissement sur les surfaces de fractures. C'est la *cataclase* ou *déformation cataclasique*.

L'écoulement peut résulter de rotations et de glissements de grains. Les mouvements sont favorisés s'il s'agit de cristaux en feuillets (phyllites : argile, micas) susceptibles de glisser les uns contre les autres ou de minéraux séparés par un fluide interstitiel qui joue le rôle de lubrifiant (cas des argillites mouillées).

Un troisième processus joue un rôle majeur dans le fluage des roches. Il s'agit de la *dissolution* et de la *recristallisation* associées sans modification de la nature des minéraux concernés.

La dissolution se manifeste aux points de surpression ; la matière minérale, à l'état de solution migre vers des endroits « abrités » où elle recrystallise. Ainsi, les grains se « nourrissent » selon la direction d'allongement de la déformation. Ce processus est particulièrement efficace pour les roches calcaires dans les conditions de pression et de température régnant dans la partie supérieure de la croûte terrestre.

Lorsque les conditions du milieu changent, il peut se produire une *cristallisation de minéraux néoformés* aux dépens des minéraux anciens devenus instables. Il se produit un changement de phases minérales qui implique des processus de diffusion des éléments à sec ou en présence de fluides, sous la dépendance des conditions de pression et de température.

Recristallisation et cristallisation avec changement ou non de chimisme, constituent le *métamorphisme*, lequel concerne évidemment la déformation « profonde ».

b₂. Les structures ductiles homogènes des roches

La déformation ductile apparaît sous forme d'aplatissement et/ou d'allongement des constituants de la roche. Les roches ainsi déformées sont nommées *tectonites*.

Les tectonites présentent soit une structure planaire (schistosité ou foliation), soit une structure linéaire (linéation), soit encore, et le plus souvent, les deux à la fois.

Les objets inclus dans les roches aux formes originelles définies (oolithe sphérique, galet, fossile...) subissent des

modifications de formes et sont utilisés comme marqueurs de la déformation. Si les objets sont passivement déformés dans la matrice, ils permettent de définir l'ellipsoïde de la déformation finie de la roche. Si, au contraire, les objets créent une perturbation locale de la déformation, ils renseignent sur le caractère rotationnel ou non de la tectonique à l'origine de la déformation.

α – Les schistosités. On nomme *schistosité* (ou *clivage schisteux*, ou *clivage*) une structure planaire d'origine tectonique, renfermant, avant un éventuel glissement, les axes X et Y du référentiel de la déformation anisotrope. Selon cette surface la roche se débite préférentiellement.

Suivant le degré de pénétrativité de la déformation, on distingue deux grands types de schistosités.

La schistosité est de type *espacé* quand les surfaces de clivage, où se concentre le fluage, présentent un espacement d'ordre centimétrique et séparent des blocs nommés *microlithons*. Ce caractère est présent dans les schistosités de fracture et de crénulation.

- La *schistosité de fracture* (ou schistosité disjointe) correspond à un débit espacé, assez irrégulier (fig. 11.73a) qui résulte d'une déformation par pression-dissolution sur les surfaces qui séparent les microlithons. Dans les formations homogènes (alternance de lits calcaires et de lits marneux, par exemple), elle débite préférentiellement les lits compétents (fig. 11.74), tandis que dans les lits incompétents, se développe une schistosité ardoisière plus pénétrative (cf. infra). Cette différence de comportement des couches induit un pivotement de la plus compétente qui a deux conséquences :

- le basculement de la schistosité avec les bancs ce qui conduit, par rapport à la schistosité des niveaux incompétents, à une disposition de *réfraction de la schistosité*.
- un effet de cisaillement qui provoque des glissements sur les surfaces de schistosité de fracture antérieurement créées et donc des décalages de microlithons.

Associée au plissement, la schistosité de fracture dessine dans la courbure antiforme ou synforme, un éventail convergent vers le cœur du pli.

- La *schistosité de crénulation* (ou schistosité de pli-fracture) est caractérisée par le plissement interne des microlithons (fig. 11.73b). Elle naît, en effet, par l'action simultanée de la pression-dissolution localisée sur les surfaces limites des microlithons et du plissement du matériau de ces derniers. Les minéraux phylliteux sont réorientés dans les plans des microplis où se produit une dissolution importante de la matière, laquelle est transférée préférentiellement vers les charnières des microplis. Il en résulte une transposition du litage initial (stratification ou schistosité) en bandes alternativement phylliteuses dans les flancs de plis étirés et quartzieuses ou calcitiques dans les charnières. Le débit de la roche se fait selon l'orientation préférentielle des bandes phylliteuses.

La schistosité est de type *continu* quand la roche présente macroscopiquement un débit planaire mal visible au microscope. Se rattachent à ce second type la schistosité de flux et la foliation.

- La *schistosité de flux* (ou schistosité ardoisière) apparaît avec un débit très planaire, d'espacement serré, inframillimétrique (fig. 11.73c). Elle affecte principalement les roches argileuses particulièrement

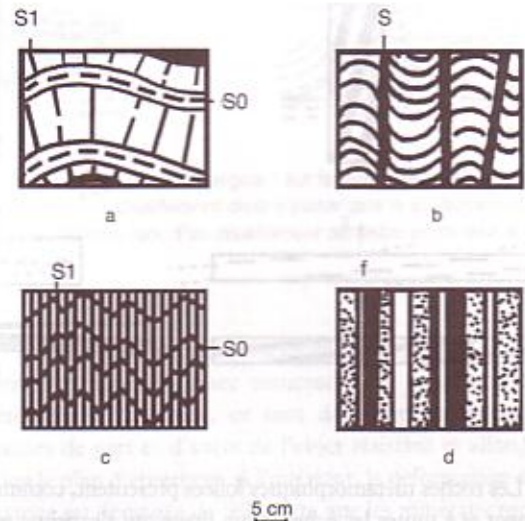


FIGURE 11.73. ASPECT DES DIVERS TYPES DE SCHISTOSITÉ. a : schistosité de fracture ; b : schistosité de fracturation ; c : schistosité de flux ; d : foliation.

ductiles. Elle apparaît avec des pressions de confinement régnant sous des surcharges de plusieurs milliers de mètres de roches et un raccourcissement minimum de 30 %.

- La *foliation* (ou schistosité cristallophyllienne) caractérise les roches métamorphiques. Elle se distingue des précédentes schistosités par ses lits de minéraux néoformés organisés en feuillets clairs et sombre (fig. 11.73d). L'abondance des micas rend les micaschistes particulièrement fissiles. Dans le cas des gneiss où prédominent des cristaux engrenés (quartz, feldspath,) les feuillets se séparent difficilement.

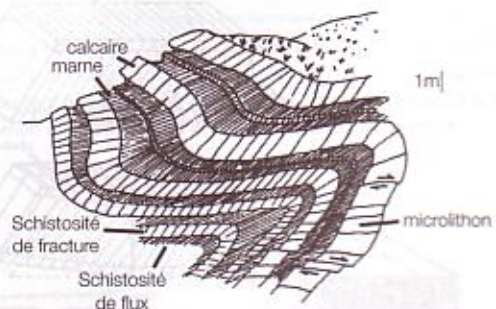


FIGURE 11.74. DISPOSITION DES SCHISTOSITÉS DE FRACTURE ET DE FLUX DANS UNE SÉQUENCE MARNO-CALCAIRE SUBALPINE PLISSÉE. Noter : la réfraction de la schistosité au changement de compétence des lits affectés ; le découpage des niveaux calcaires plus compétents en microlithons parfois déplacés par glissement sur la schistosité de fracture ; et la disposition en éventails convergents vers le cœur des plis de la schistosité de fracture, alors que la schistosité de flux demeure parallèle au plan axial des plis.

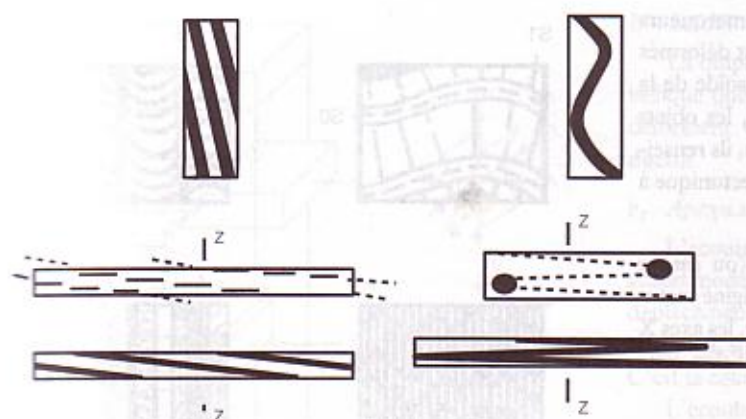


FIGURE 11.75. SCHÉMA ILLUSTRANT LE PHÉNOMÈNE DE TRANSPOSITION TECTONIQUE DE STRATES. a : strates subverticales (proches de Z vertical) transposées par basculement sans plissement ; le basculement par aplatissement se fait avec étirement discontinu (boudinage) ou étirement continu des strates qui sont réorientées dans le plan XY de la schistosité. b : strates initialement ondulées transposées en plis intrafoliaux avec étirement discontinu (lentilles intrafoliales sur les flancs et isolement des charnières de plis) ou continu.

Les roches métamorphiques foliées présentent, communément et à toutes les échelles, un litage qui s'exprime par des lits réguliers ou des lentilles très allongées et parallèles. Il s'agit d'un *litage tectonique* d'origine complexe.

Dans certains cas, à partir d'une roche qui pouvait être homogène, la dissolution accompagnant le développement de la schistosité de crénulation produit une *différenciation chimique* conduisant à un litage en bandes alternativement claires, plus riches en quartz et feldspaths, et sombres, plus riches en minéraux ferromagnésiens et opaques. Dans d'autres cas, le litage chimique peut avoir pour origine l'injection de fluides minéralisateurs ou de magmas dans les plans de la schistosité.

Plus généralement, le litage résulte d'une *transposition tectonique* qui affecte des roches initialement hétérogènes se

présentant en strates, en filons ou renfermant des objets divers (galets, blocs, fossiles). Quel que soit l'objet, celui-ci subit des rotations, étirements, plissements qui le conduit finalement à se rapprocher du plan XY de la déformation homogène. Une couche ou filon peut, de cette manière, être transposé en plusieurs lits et lentilles dispersés parallèlement à la schistosité de la roche à laquelle ils sont généralement liés.

β – *Les linéations*. Ce sont des structures linéaires, parallèles entre elles, qui apparaissent au sein d'une roche soumise à déformation. Pénétратives, elles affectent l'ensemble du volume rocheux (à la différence des stries des plans de failles qui ne le sont pas).

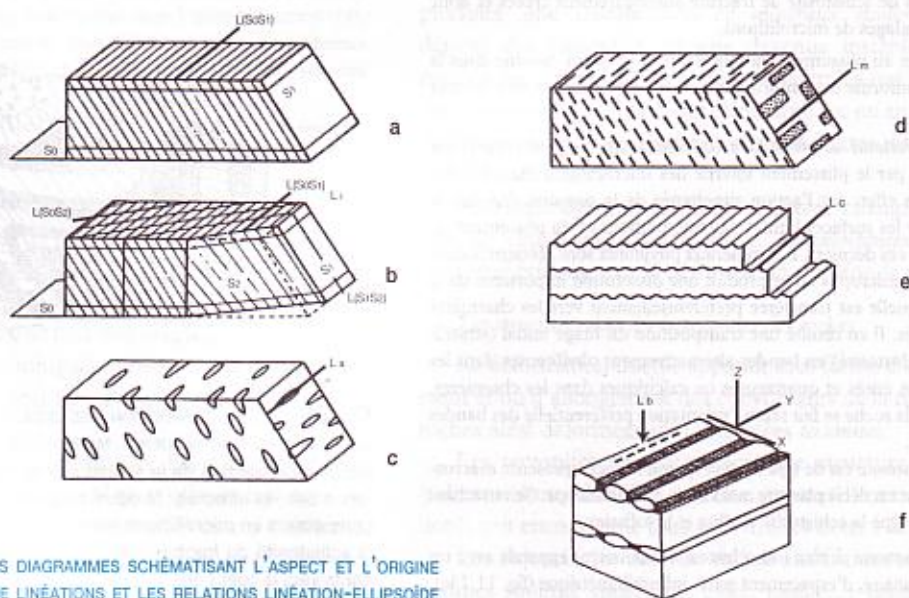


FIGURE 11.76. BLOCS DIAGRAMMES SCHÉMATISANT L'ASPECT ET L'ORIGINE DES PRINCIPAUX TYPES DE LINÉATIONS ET LES RELATIONS LINÉATION-ELLIPSOÏDE DE DÉFORMATION. Commentaire dans le texte.

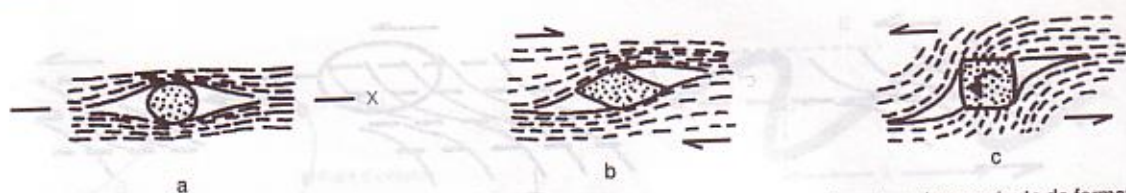


FIGURE 11.77. OMBRES DE PRESSION. Les différentes dispositions des ombres représentées renseignent sur leur contexte de formation. a : ombres symétriques d'aplatissement pur ; b : ombres sigmoïdes formées dans un cisaillement dextre (noter que la schistosité de la matrice se resserre sur les « aspérités ») ; c : ombres devenues sigmoïdes par rotation, lors d'un cisaillement sénestre postérieur à leur formation (noter que la schistosité de la matrice est tordue comme les ombres).

On distingue cinq types principaux de linéations.

- Les *linéations d'intersection* (L_i) sont produites par l'intersection de deux surfaces qui peuvent être la surface de stratification (S_0) et une première schistosité (S_1) ou deux schistosités (S_1 et S_2), etc. (fig. 11.76 a et b).
- Les *linéations d'allongement* (L_a) correspondent à la direction d'allongement maximum de la roche et des objets qu'elle renferme (galets, fossiles, minéraux...). Ce sont les objets déformés ductilement ou par fragmentation et réorientés dans la direction d'étirement de la matière (fig. 11.76 c) qui matérialisent cette linéation.
- Les *linéations minérales* (L_m) s'expriment dans les roches métamorphiques par l'allongement des minéraux néoformés ou non (fig. 11.76 d). Les minéraux aciculaires qui naissent et croissent parallèlement à l'axe X et les minéraux antétectoniques qui se réorientent parallèlement à cet axe sont à l'origine des linéations ; les minéraux phylliteux se disposent dans les plans de schistosité.
- Les *linéations de crénulation* (L_c) ou de microplissement sont données par les charnières généralement anguleuses des microplis de type knick (fig. 11.76 e) qui affectent une ancienne surface plane de stratification (S_0) ou de schistosité (S). Elles sont étroitement associées à la schistosité de crénulation qui se développe particulièrement bien dans les micaschistes.
- Les *linéations de boudinage* (L_b) sont produites par une striction répétée des niveaux compétents intercalés dans une matière ductile (fig. 11.76 f). Ces niveaux sont débités en barreaux parallèles (qui donnent la linéation) séparés par des zones de ruptures cicatrisées par des remplissages minéraux secondaires (calcite ou quartz) ou comblées par le fluage de la matière. Dans ce cas, la linéation coïncide avec la direction Y de l'ellipsoïde de la déformation finie.

b₃. Les structures ductiles hétérogènes des roches

Ne sont abordées ici que les structures issues d'une déformation hétérogène associée aux zones de cisaillement. Les plis, compte tenu de leur importance, font l'objet d'un chapitre séparé, bien qu'étant également des structures de déformation ductile hétérogène.

Les microstructures de déformation hétérogène sont le plus souvent engendrées par la présence, au sein d'une matrice en écoulement, d'un objet rigide : claste dans une roche sédimentaire, minéral ou agrégat de minéraux dans les roches métamorphiques et magmatiques, par exemple. Bien entendu, les conditions de pression et de température contrôlent également leurs formes.

Parmi plusieurs fabriques, les ombres de pression sont des formes typiques et assez communes de la déformation hétérogène. En coupe, ce sont des zones triangulaires, placées de part et d'autre de l'objet résistant et allongées selon le plan d'étirement. À l'intérieur, la déformation de la matrice est dérangée de telle sorte que les minéraux recristallisés n'ont pas l'orientation de la schistosité environnante.

Une disposition symétrique des zones triangulaires par rapport au plan général de la schistosité est un indicateur de déformation coaxiale d'aplatissement pur. Par différence, une disposition asymétrique (ombres sigmoïdes) est un indicateur de déformation cisailante non coaxiale, contemporaine ou postérieure à la formation des ombres de pression (fig. 11.77).

La zone de cisaillement est une autre structure typique de la déformation hétérogène. Elle est observable à toutes les échelles.

Dans un volume de matériau isotrope, elle est signalée par une schistosité très marquée qui s'atténue en se redressant de part et d'autre de la surface médiane.

Plus précisément (fig. 11.78), la schistosité qui correspond au plan (XY) de l'ellipsoïde de déformation se rapproche progressivement du plan de cisaillement dans un cisaillement croissant. De même, la linéation d'étirement tend vers la direction du cisaillement.

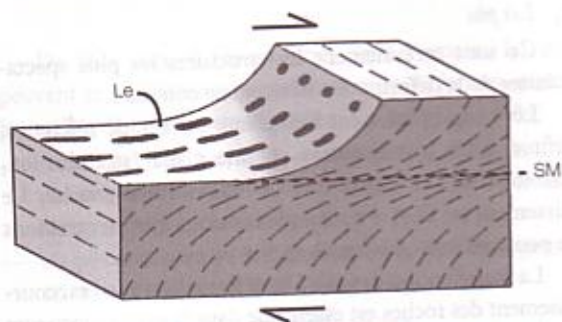


FIGURE 11.78. DISPOSITION DE LA SCHISTOSITÉ ET DE LA LINÉATION D'ÉTIREMENT CORRESPONDANTE DANS UNE ZONE DE CISAILLEMENT. SM : surface médiane.



FIGURE 11.79. QUELQUES MARQUEURS DU JEU D'UN CISAILLEMENT DEXTRE. a : rebroussements de part et d'autre de la surface médiane SM de la schistosité S ; b : schistosité S recoupée par des plans de cisaillement secondaires discontinus C et aspect sigmoïde caractéristique ; c : plis d'entraînement déversés ; d : porphyroblastes à inclusions hélicitiques.

Sur le terrain, le sens du cisaillement se déduit d'abord des rebroussements de la schistosité S de part et d'autre de la surface médiane. D'autres structures secondaires renseignent également sur ce sens. Ce sont (fig. 11.79) :

- des plans de cisaillement C, espacés et discontinus, orientés parallèlement à la surface médiane du cisaillement majeur. Les parties de la roche limitées par la schistosité S et ces plans C, acquièrent un aspect sigmoïde très caractéristique ;
- des plis d'entraînement déversés conformément au sens du jeu ;
- des porphyroblastes à inclusions hélicitiques. Il s'agit de minéraux (grenats, albites...) qui conservent des traces d'anciens plans (stratification, schistosité) au cours de leur croissance. Si le porphyroblaste subit une rotation durant sa croissance, les inclusions prennent une forme sigmoïdale ou spirale qui renseigne sur le sens de la rotation et donc sur celui du cisaillement.

L'épaisseur de la bande de cisaillement dans laquelle s'est développée la schistosité induite, permet, dans les cas favorables, d'estimer le déplacement relatif d'un compartiment par rapport à l'autre, de part et d'autre de la surface médiane. Il peut varier de 10 à 100 km pour une zone de cisaillement épaisse de 1 km.

b₄. Les plis

Ce sont certainement les structures les plus spectaculaires de la déformation hétérogène continue.

Les plis apparaissent lorsqu'une surface de référence, définie avant le plissement comme plane (stratification, schistosité...), se transforme en une surface gauchée. Le plissement est alors d'autant plus marqué que les variations de pendage sont plus fortes et plus nombreuses.

La contribution des plis à la déformation et au raccourcissement des roches est essentielle dans la partie supérieure de la croûte terrestre ; elle est d'importance moindre dans les déformations ductiles « profondes » de grande ampleur.

α – Définition et analyse géométrique des plis. Si l'on se réfère à une seule surface de référence plissée, les plis sont constitués successivement de courbures vers le haut, nommées *antiformes* et vers le bas, nommées *synformes*.

Sur une coupe transversale de cette surface, on définit (fig. 11.80a) :

- la *charnière* qui est le point où la courbure atteint une valeur maximale ;
- les *flancs* qui sont les parties les moins incurvées comprises entre deux charnières successives et qui contiennent les points d'inflexion de part et d'autre desquels la courbure s'inverse ;
- les *crêtes* et les *creux* qui sont les points respectivement plus élevés et moins élevés.

Sur une vue en perspective d'une telle surface, apparaissent (fig. 11.80b) :

- la *ligne de crête* et la *ligne de creux* qui sont respectivement les lieux topographiquement les plus élevés et les plus bas de la surface déformée ;
- l'*axe du pli* qui joint les charnières successives de la courbure. Son attitude est définie par sa direction et son pendage nommé *plongement*. L'axe est rectiligne ou courbe ; dans ce dernier cas, le pli est affecté de *dômes* et d'*ensellements* ;
- sur les flancs, les *lignes d'inflexion*.

À l'aide de plusieurs surfaces ayant subi le même plissement (strates des roches sédimentaires, par exemple), on définit la *surface axiale* du pli ; elle contient les axes des différentes surfaces empilées et plissées (fig. 11.81c). Parfois plane, on l'appelle alors plan axial du pli.

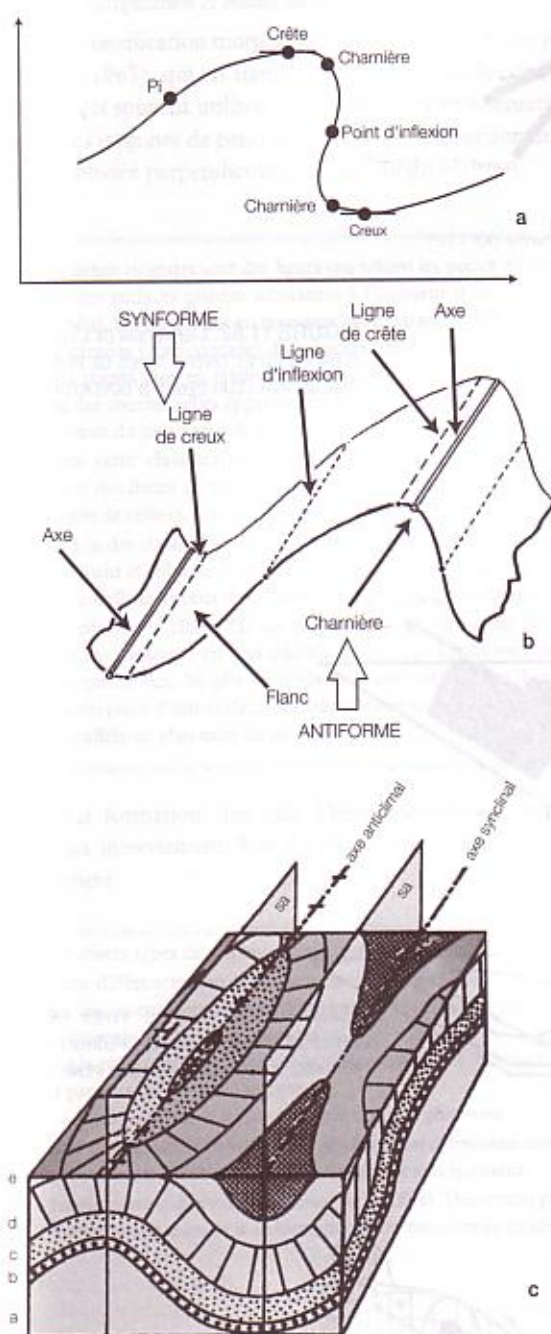


FIGURE 11.80. ÉLÉMENTS DESCRIPTIFS D'UN PLI à partir d'une seule surface représentée, a : en coupe transversale, b : en vue perspective et c : à partir de plusieurs surfaces de références séparant des couches datées (a plus ancien que b, plus ancien que c...).



FIGURE 11.81. ÉLÉMENTS PERMETTANT DE QUANTIFIER LA TAILLE D'UN PLI. λ : longueur d'onde; a : amplitude.

Grâce à ces diverses surfaces de référence, on peut savoir ce qu'était avant le plissement, la position des diverses couches et donc leur âge relatif. Dans ce cas, on appelle :

- *anticlinal*, le pli faisant apparaître dans son cœur les couches les plus anciennes ;
- *synclinal*, le pli faisant apparaître dans son cœur, les couches les plus récentes.

Divers paramètres sont utilisés pour décrire les plis.

La demi-longueur d'onde $\lambda/2$ et l'amplitude a de chaque antiforme ou synforme mesurées à partir de la ligne joignant les plans d'inflexion caractérisent la *taille du pli* (fig. 11.81). Celle-ci varie de la dimension microscopique (micropli) à la dimension pluri-kilométrique (pli régional).

L'*angle d'ouverture* d'un pli est formé par les tangentes à la surface plissée aux points d'inflexion (fig. 11.82a p. 434). Sa valeur permet de distinguer des plis diversement ouverts ou fermés et des plis isoclinaux (fig. 11.82b).

La *valeur du plongement axial* permet de distinguer des plis horizontaux, plongeants et verticaux, en particulier à l'approche des décrochements (fig. 11.83a).

Enfin, la *valeur du pendage du plan axial* définit le pli droit à plan axial vertical et le pli couché à plan axial horizontal. Entre ces deux cas extrêmes, le pli déjeté présente des flancs pentés en sens contraire et le pli déversé, des flancs pentés dans le même sens (fig. 11.83b). Leur association caractérise, dans une zone donnée d'une chaîne de montagnes, l'évolution du plissement.

De tout ceci, il résulte que, dans l'espace, les plis peuvent se présenter sous une multitude de formes, parmi lesquelles deux sont remarquables. Ce sont (fig. 11.84) :

- les plis cylindriques où la surface plissée est engendrée par une droite parallèle à l'axe et qui se déplace en restant parallèle à elle-même ;
- les plis coniques où les génératrices sont convergentes en un point.

Les autres plis sont de forme quelconque.

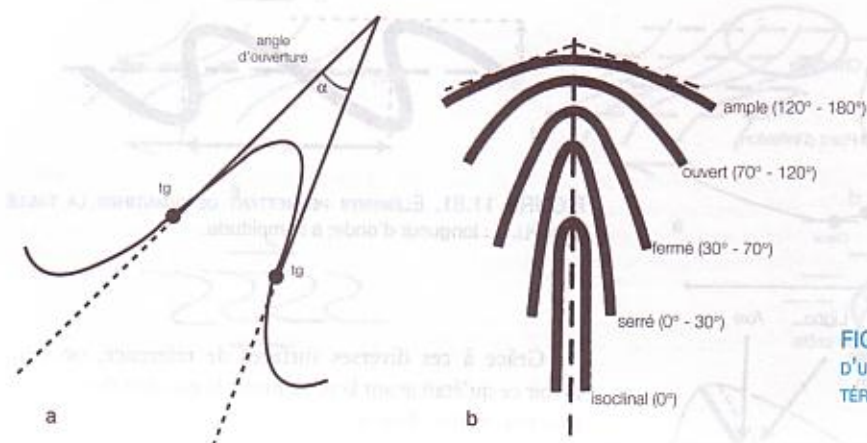


FIGURE 11.82. DÉFINITION DE L'OUVERTURE D'UN PLI (a) ET DIVERS TYPES DE PLIS CARACTÉRISÉS PAR LEUR DEGRÉ D'OUVERTURE (b).

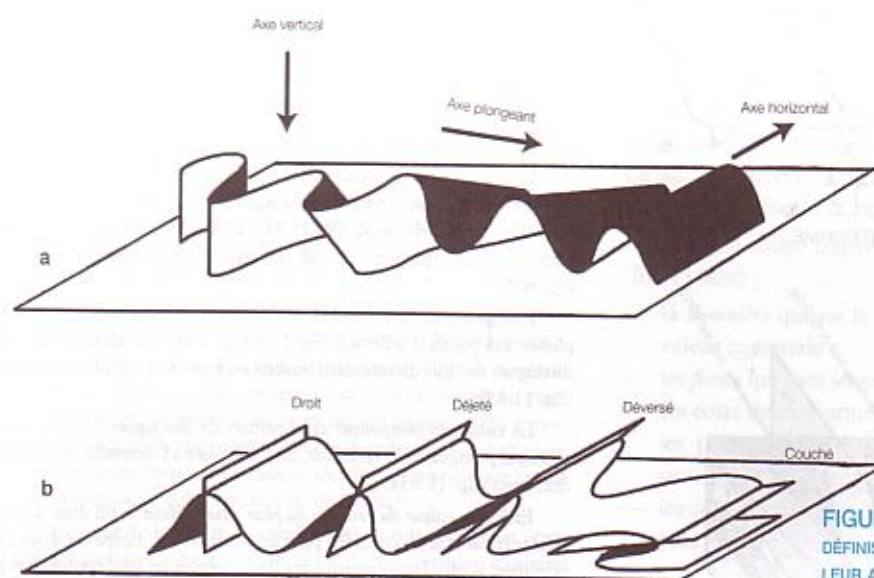


FIGURE 11.83. DIVERS TYPES DE PLIS, DÉFINIS EN FONCTION DU a : PLONGEMENT DE LEUR AXE, b : PENDAGE DE LEUR PLAN AXIAL.

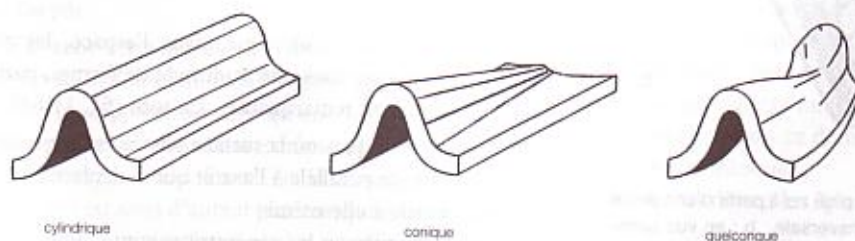


FIGURE 11.84. QUELQUES FORMES DE PLIS CARACTÉRISTIQUES.

β – Classification et modes de formation des plis

• La classification morphologique des plis proposée par Ramsay (1967), qui est significative de leurs modes de formation, est souvent utilisée. Elle est basée sur l'orientation des lignes isogones de pendage tracées sur une section de la couche plissée perpendiculaire à l'axe du pli.

Les lignes isogones sont des lignes qui relient les points de même pendage des surfaces plissées adjacentes à l'intérieur d'un même pli (fig. 11.85a). On les dessine en mesurant sur l'extrados (côté convexe) et sur l'intrados (côté concave) des couches plissées, les pendages en plusieurs points puis en reliant les points de même pendage. Dans chacune des couches, elles apparaissent avec leur caractère convergent (vers le cœur du pli), parallèle ou divergent.

Dans cette classification qui rend compte de l'évolution de l'épaisseur des flancs du pli par rapport à celle de la charnière quand on s'éloigne de celle-ci, cinq classes de plis sont distinguées (fig. 11.85 b).

Les plis des classes 1A, 1B et 1C sont à lignes isogones fortement, moyennement et faiblement convergentes ; ceux de la classe 2, à lignes isogones parallèles et ceux de la classe 3, à lignes isogones divergentes.

Les plis de la classe 1B sont *isopaques* ; l'épaisseur de chaque couche reste constante en tout endroit du pli. Les autres sont *anisopaques* et parmi eux, les plis de la classe 2 sont *semblables*. Chez ces derniers, on passe d'une surface courbée à l'autre par une simple translation parallèle au plan axial du pli.

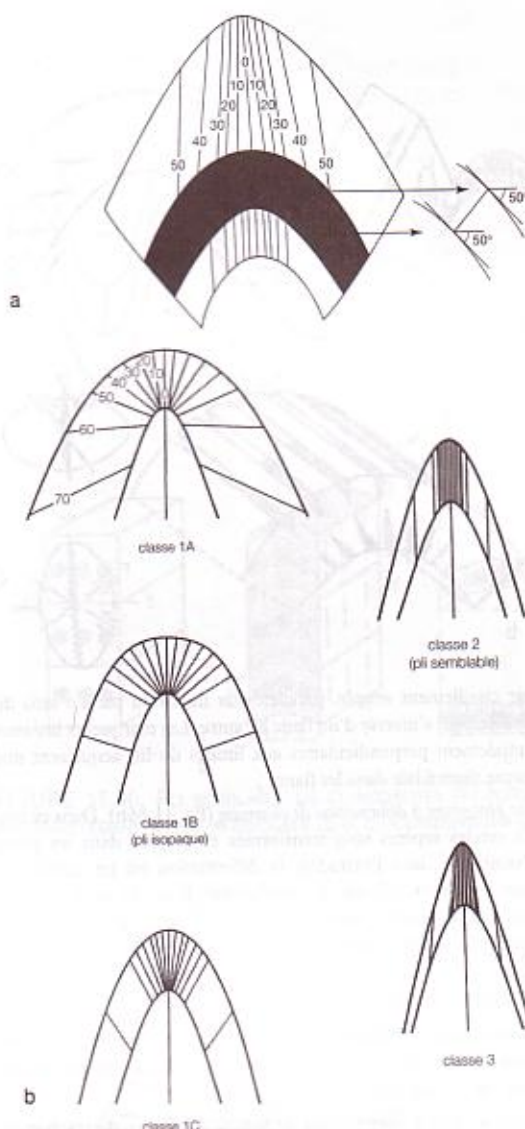


FIGURE 11.85. CLASSIFICATION DES PLIS À PARTIR DE L'ATTITUDE DES ISOGONES DE PENDAGE. a : principe du tracé des isogones ; b : les 5 classes de plis définies par la géométrie des isogones.

Les divers types de plis engendrés correspondent :

- à des différences dans l'anisotropie des milieux lités (épaisseurs des lits, contrastes plus ou moins forts de leurs compétences) ;
- à l'intensité du raccourcissement ;
- et à la part respective prise par le glissement sur les limites des lits et par leur déformation interne.

* Les plis isopaques et le plissement par flexion et glissement

Une couche prise isolément peut se plisser par *déformation continue* de deux manières différentes tout en conservant son épaisseur,

- par *plissement à déformation de flancs* (fig. 11.86a). Des cercles placés comme marqueurs de la déformation sont transformés en ellipses

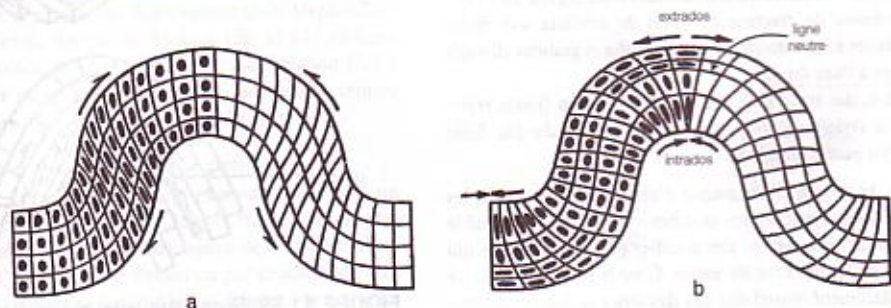


FIGURE 11.86. À L'AIDE DE MARQUEURS (À L'ORIGINE CERCLES ET DROITES DISPOSÉS PARALLÈLEMENT ET PERPENDICULAIREMENT AUX LIMITES D'UNE COUCHE) : ALLURE DE LA DÉFORMATION CONTINUE DANS UN PLI À DÉFORMATION DE FLANC (a) ET À DÉFORMATION DE CHARNIÈRE (b).

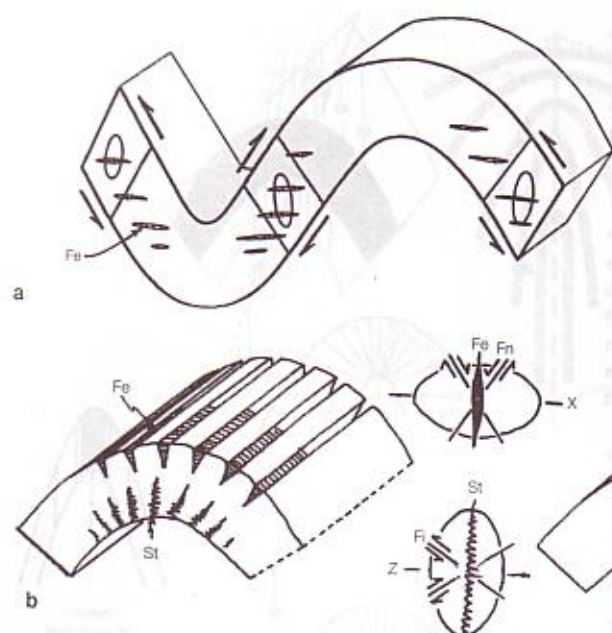


FIGURE 11.87. STRUCTURES CASSANTES PRÉSENTES DANS LES FLANCS DE PLIS À DÉFORMATION DE FLANC (a) ET DANS DES PLIS À DÉFORMATION DE CHARNIÈRE (b).

par cisaillement simple, parallèle aux flancs du pli. Le sens du cisaillement s'inverse d'un flanc à l'autre. Les marqueurs linéaires initialement perpendiculaires aux limites du lit, acquièrent une forme sigmoïdale dans les flancs ;

- par *plissement à déformation de charnière* (fig. 11.86b). Dans ce cas, les cercles repères sont transformés en ellipses dans les zones charnières : dans l'extrados, la déformation est en extension ; dans l'intrados, elle est en compression. Entre les deux, il existe une surface neutre, sans déformation. Les marqueurs linéaires perpendiculaires aux limites du lit restent quasiment rectilignes après la déformation. Ils sont cependant réorientés et disposés en éventails divergents dans les zones charnières.

L'observation et l'analyse de diverses structures et microstructures présentes sur ces plis, permet de retrouver le mode de plissement isopaque qui est intervenu.

Dans les plis à déformation de flancs, des fentes de traction en échelon (fig. 11.87a) et plus généralement les structures cassantes associées aux zones de cisaillement selon le modèle de Riedel, sont présentes dans les flancs.

Dans les plis à déformation de charnière apparaissent (fig. 11.87b) :

- en extrados, des structures caractéristiques d'un régime en extension (demi-fentes de traction remplies de cristaux aux fibres perpendiculaires à l'axe du pli, failles normales et grabens allongés parallèlement à l'axe du pli) ;
- et en intrados, des structures nées en compression (joints stylo-lithiques aux styloolithes perpendiculaires à l'axe du pli, faille inverses et plis parallèles à l'axe du pli).

Dans le cas du plissement isopaque d'un ensemble stratifié, les joints de stratification séparant les couches offrant une plus faible résistance mécanique, permettent aux couches plus compétentes qui fléchissent de glisser les unes sur les autres. C'est le *glissement banc sur banc* dont le déplacement matérialisé par des stries se fait, en général perpendiculairement à l'axe du pli et de façon convergente vers l'axe anticlinal : le banc supérieur glisse relativement vers la charnière avec

un déplacement maximum dans le flanc et minimum à nul à l'approche de la charnière (fig. 11.88a). Si une couche plastique est située entre deux couches compétentes, elle présente souvent des microplis d'entraînement déversés vers la charnière anticlinale, conformément au couple développé par le ripage banc sur banc (fig. 11.88b).

Comme dans le cœur du pli, le rayon de courbure des strates diminue progressivement, la perte d'espace est nécessairement accommodée par l'apparition de nouvelles déformations des couches : plis, cisaillement des couches... Il y a une *disharmonie de plissement*. À la faveur d'un niveau plastique épais, une disharmonie complète peut se produire entre les plis complexes de ce niveau et les couches du substratum qui ne participent pas au plissement : il y a alors *décollement* de l'ensemble supérieur (fig. 11.89).

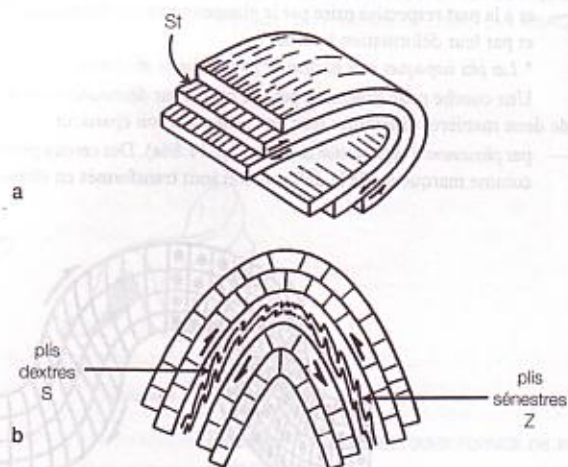


FIGURE 11.88. PLISSEMENT ISOPAQUE DE PLUSIEURS STRATES AVEC GLISSEMENT BANC SUR BANC (a) ET DÉVELOPPEMENT DE PLIS D'ENTRAÎNEMENT DANS UNE COUCHE PLASTIQUE INTERCALÉE (b).

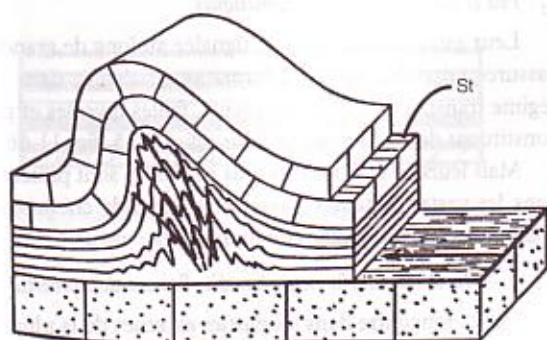


FIGURE 11.89. DÉCOLLEMENT D'UNE PARTIE PLISSÉE DE LA COUVERTURE DE SON SUBSTRATUM, À LA FAVEUR D'UN NIVEAU PLASTIQUE. Noter que l'importance du déplacement qui accompagne le plissement, diminue progressivement de droite à gauche.

Remarque. En présence d'un plissement isopaque, il est facile d'évaluer le raccourcissement correspondant. Il suffit de mesurer sur une coupe dessinée perpendiculairement aux plis, la longueur d'une strate et de répéter l'opération, si possible, sur plusieurs strates. Seul, ce type de plissement permet cette quantification du raccourcissement.

* Les plis semblables et le plissement par cisaillement simple

Les plis de la classe 2, anisopaques et semblables sont caractérisés par la variation de l'épaisseur des couches, mesurée perpendiculairement à leurs limites : elle est maximum dans les charnières et minimum dans les flancs. Par contre, l'épaisseur de ces couches demeure constante si la mesure est faite parallèlement au plan axial du pli (fig. 11.90a).

La formation de ce type de pli intervient, sans raccourcissement perpendiculaire au plan axial, à la faveur d'un cisaillement simple homogène dans le plan de glissement et hétérogène dans le plan perpendiculaire au plan de cisaillement. Un paquet de cartes dont les cartes glissent à la suite d'une poussée exercée au milieu de la tranche sert de modèle analogique à ce mécanisme de plissement (fig. 11.90b). La matière glisse parallèlement au plan axial sans qu'il y ait raccourcissement de la couche ; par contre, il y a amincissement progressif de la couche dans les flancs du pli au fur et à mesure que le plissement s'accroît (fig. 11.90c). Les plis par cisaillement simple sont toujours synschisteux et développent dans le plan de la schistosité de flux S une linéation de transport L' parallèle au glissement.

Dans les zones ductiles de grande déformation, le cisaillement est hétérogène dans le plan perpendiculaire au plan de cisaillement mais également dans le plan de glissement. Apparaissent alors des plis à axes courbes et par exagération, des plis en fourreau (fig. 11.91) allongés parallèlement à la direction du transport et donc à la linéation L' . La section de ces derniers montre des lits concentriques fermés, centrés sur un cœur de pli étiré selon l'axe cinématique du glissement.

* Les plis anisopaques et le plissement par aplatissement

Un pli engendré par aplatissement est nécessairement lié à un aplatissement hétérogène dans le plan XZ (fig. 11.92). En fait, le plus souvent, l'aplatissement homogène ou hétérogène de la matière intervient sur des plis déjà engendrés par flexion ou par cisaillement. Ces plis subissent alors des transformations qui les conduisent à de nouvelles formes de type classe 1C ou classe 3.

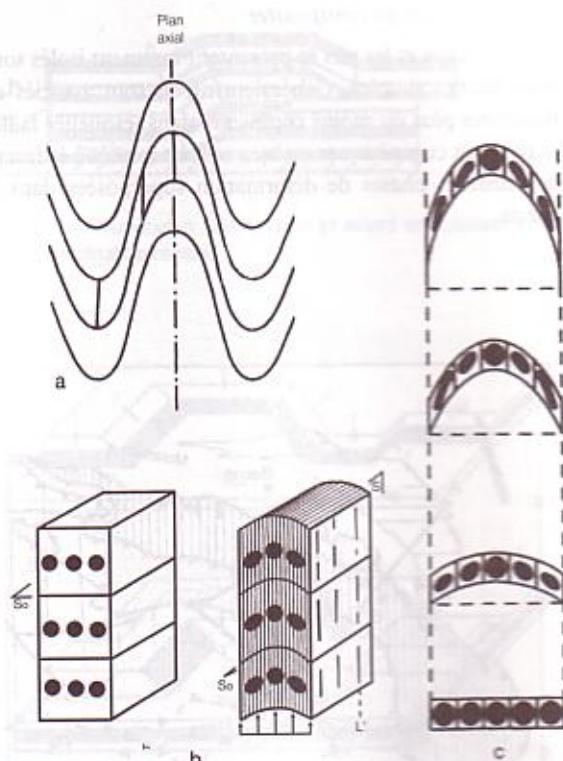


FIGURE 11.90. Pli semblable (a) et modalités du plissement par cisaillement simple hétérogène (b et c). Commentaire dans le texte.



FIGURE 11.91. REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE EN TROIS DIMENSIONS D'UN Pli EN FOURREAU. L' : linéation de transport.

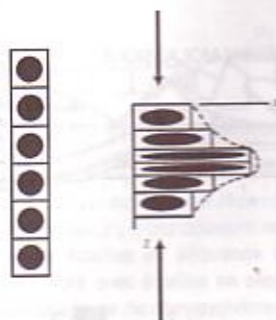
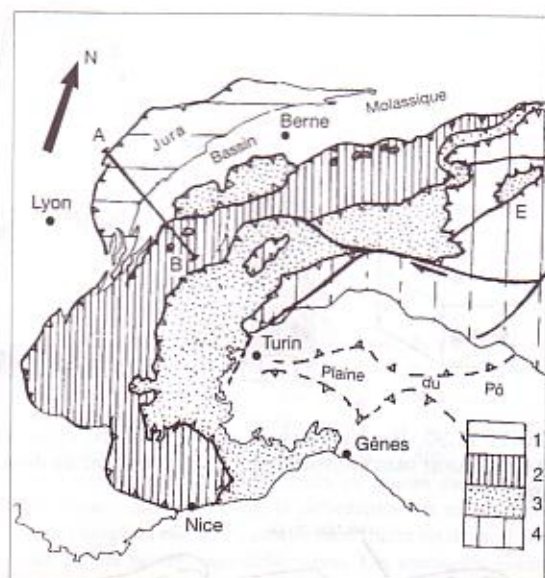


FIGURE 11.92. SCHEMA EXPLICATIF DE LA GENÈSE D'UN Pli PAR APLATISSEMENT HÉTÉROGÈNE DE LA MATIÈRE.

c - Les structures composites

Les failles et les plis se présentent rarement isolés sous leurs formes simples. Généralement, ils sont associés en structures plus ou moins complexes dans lesquelles failles et plis sont *cogénétiques* ou bien se sont formés à la faveur de plusieurs phases de déformation superposées dans le temps.

c₁ - Plis et chevauchements *cogénétiques*

Leur association a déjà été signalée au long de grandes cassures crustales où les déformations naissent dans un régime transpressif : décrochements, failles inverses et plis constituent des structures en fleur (cf. p. 425, fig. 11.66).

Mais leurs associations les plus courantes sont présentes dans les vastes systèmes plissés et les grands chevauchements ductiles des chaînes de montagnes.

 α - Plis et chevauchements par *décollement de couverture*

On les rencontre dans les parties externes de la plupart des chaînes de montagnes et dans les prismes d'accrétion des zones de subduction.

À terre et dans l'avant-pays déformé des Alpes occidentales, l'exemple type est donné par le Jura (fig. 11.93). Sur les cartes géologiques du Jura, les formations affleurantes les plus anciennes sont les évaporites (anhydrite, gypse et sel) du Trias. Dès 1907, ce constat avait conduit Buxtorf à l'idée que la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque du Jura est décollée de son soubassement. Depuis, de nombreuses données complémentaires recueillies par sismique et en forages sont venues confirmer cette interprétation (fig. 11.93). Dans la

FIGURE 11.93. CARTE STRUCTURALE SIMPLIFIÉE DES ALPES (1 : Jura ; 2 : zone delphino-helvétique ; 3 : domaine pennique ; 4 : domaine austro-alpin) et coupe géologique équilibrée du graben de la Bresse au massif cristallin externe de Belledonne, à travers le Jura, le bassin molassique et le massif subalpin des Bornes. 1 : remplissage cénozoïque du graben bressan ; 2 : molasses tertiaires périalpines ; 3 : Urgonien ; 4 : Jurassique supérieur ; 5 : Jurassique moyen ; 6 : socle du rameau externe de Belledonne ; 7 : socle du rameau interne de Belledonne ; 8 : chevauchements oligo-miocènes ; 9 : chevauchements mio-plio-quatérnaires.

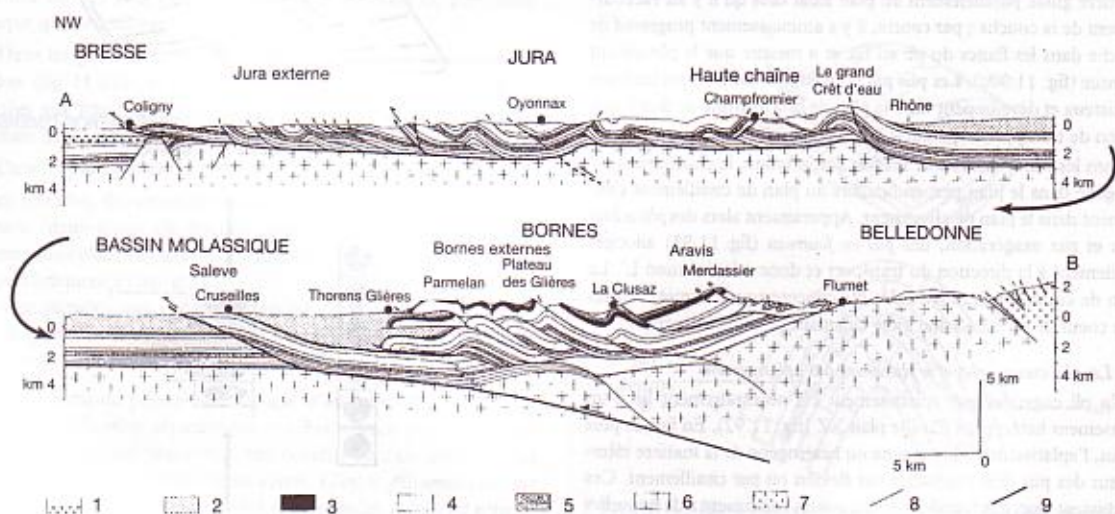




FIGURE 11.94. DÉPLACEMENT D'UNE COUVERTURE DÉCOLLÉE SUR UNE SURFACE DE CHEVAUchement AVEC PALIERS ET RAMPE ET PLISSEMENT LIÉ.
1 : palier inférieur ; 2 : rampe ; 3 : palier supérieur ; A : anticlinal de rampe ; S : synclinal de rampe.

région de Lons-le-Saunier, les roches sédimentaires du Jurassique surmontent anormalement, par l'intermédiaire d'une semelle d'évaporites triasiques, le remplissage tertiaire (Oligocène à Pliocène) du graben de la Bresse. La flèche du recouvrement est de 6 km. Comme au-delà, vers l'est-sud-est et en continuité latérale, la série sédimentaire d'âge Paléozoïque supérieur à Jurassique repose en position stratigraphique normale sur le socle métamorphisé et granité hercynien, force est d'admettre que l'ensemble des formations du Trias moyen-supérieur (évaporites comprises) et plus récentes, demeurées tabulaires ou plissées, se sont déplacées depuis le début du Pliocène, au moins d'une quantité égale, à la faveur du décollement généralisé de la couverture.

On distingue ainsi, en coupe et sur une même verticale : le socle cristallin recouvert de formations sédimentaires demeurées en place (Paléozoïque supérieur et grès de base du Trias) et constituant un *tégument solidaire*, le *niveau de décollement fondamental* (évaporites du Trias) et la *couverture décollée* et déplacée. Cette dernière renferme également plusieurs formations argileuses ou marneuses ductiles qui sont autant de niveaux de décollements potentiels. Le recouvrement anormal frontal sur la Bresse est un *chevauchement*. D'importance limitée dans le cas du Jura, il peut, dans d'autres cas, s'annuler par amortissement frontal ou au contraire être de grande amplitude (du kilomètre à la centaine de kilomètres) ; on parle alors de *charriage*.

Dans les parties plissées de la couverture jurassienne, et en particulier dans le Jura interne (ou Haute Chaîne), plis et chevauchements formés durant le même épisode compressif, ont une géométrie caractéristique. Les chevauchements se présentent avec des *palières* ou *plats* (parties de la surface de chevauchement parallèle à la stratification) et des *rampes* (parties inclinées recoupant la stratification). Sur ce type de surface, lors du déplacement relatif de l'unité supérieure (ou toit), il se forme au sommet d'une rampe un anticlinal et à son pied, un synclinal (fig. 11.94).

De façon générale, les rampes sont disposées perpendiculairement (rampes frontales) ou obliquement (rampes latérales) par rapport à la direction du transport de la couverture. Les plis qui leur sont liés, possèdent leurs directions (fig. 11.95).

À l'intérieur d'une couverture déplacée et déformée, les niveaux de décollement et les chevauchements sont multiples. Ils séparent diverses unités d'ordre secondaire :

- *Écailles imbriquées* (fig. 11.96). Il s'agit d'unités séparées par des chevauchements qui se rejoignent en profondeur et finissent par se raccorder au niveau de décollement fondamental.

Dans le temps, ces écailles peuvent apparaître en *séquence conforme* le front du domaine des écailles progressant alors dans le sens du déplacement de la nappe ; ou bien en *séquence inverse*. Dans ce cas, le front du domaine déformé ne progresse pas dans le sens du déplacement ; les écailles les plus hautes et les plus internes sont mises en place de plus en plus tardivement.

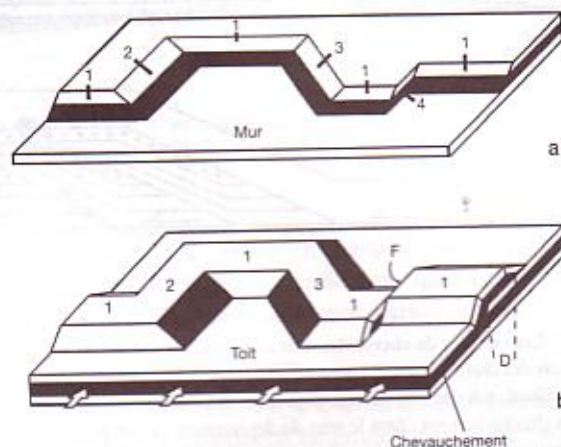


FIGURE 11.95. CHEVAUchements AVEC PALIERS ET RAMPES ET STRUCTURES ASSOCIÉES. a : Différents types de rampes de chevauchement avec, 1 : rampe frontale ; 2 : rampe latérale ; 3 : rampe oblique ; 4 : faille de déchirure. b : Disposition des structures sur les divers types de rampes avec, 1 : anticlinal frontal ; 2 : anticlinal latéral ; 3 : anticlinal oblique ; F : faille de déchirure ; D : déplacement sur la surface de chevauchement.

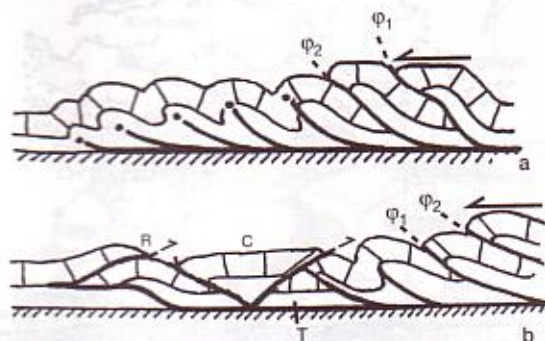


FIGURE 11.96. ÉCAILLES IMBRIQUÉES AUX FRONTS DE DEUX DISPOSITIFS D'AMORTISSEMENT POSSIBLES D'UNE COUVERTURE DÉCOLLÉE ET DÉPLACÉE. a : front avec écailles en séquence conforme et plis d'amortissement. b : front avec écailles en séquence inverse et amortissement dans une zone de chevauchements, rétrochevauchements et chevauchements aveugles. R : rétrochevauchement ; C : coin expulsé ; T : zone triangulaire. j₁ : chevauchement émergent plus récent que j₂.

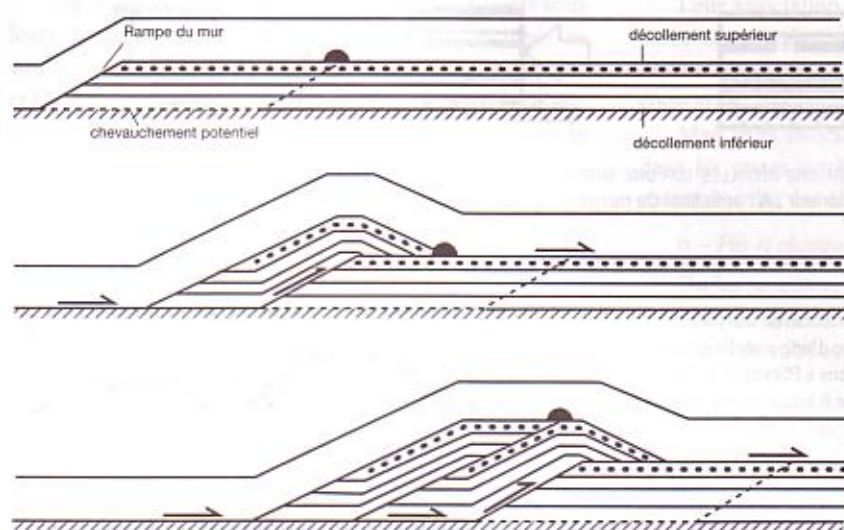


FIGURE 11.97. REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DE LA FORMATION D'UN DUPLEX PAR EMPILEMENT D'ÉCAILLES. Les rampes de chevauchement naissent à partir de l'avancée sur la surface de décollement inférieure.

Les surfaces de chevauchement recoupent la surface du sol dans le cas des *chevauchements émergents* ou bien se terminent, soit dans un anticlinal, soit dans un interlit, dans le cas des *chevauchements aveugles*. Un chevauchement (dans le sens du déplacement) et un rétrochevauchement combinés individualisent, vers le bas, une *zone triangulaire*, et vers le haut, un *coin expulsé*.

• **Duplex.** Il s'agit d'un système d'écaillés imbriquées compris entre deux surfaces de chevauchement. Dans le cas normal, il résulte

de la propagation de rampes frontales successives, à la faveur du plan de décollement basal (fig. 11.97).

Lors de la formation d'un duplex, la première écaille mise en place, celle qui finalement montre la plus grande valeur de déplacement, demeure « passive » pendant le reste de la construction du duplex.

Dans une couverture plissée, la technique des *coupes équilibrées* permet de quantifier le raccourcissement. Pour cela, on construit une coupe géologique de l'édifice actuel (choisie parallèlement à la direction de déplacement de la couverture) qui doit être compatible avec la reconstitution d'un état initial sans vide ni recouvrement au sein de la série sédimentaire.

Par ce moyen, on évalue à :

- 21 km le raccourcissement de la couverture intervenu depuis la limite mio-pliocène dans la partie centrale (la moins arquée) du Jura (fig. 11.93) ;
- 25 km le déplacement vers le nord des parties les plus méridionales de la couverture provençale par rapport aux parties les plus septentrionales demeurées fixes (fig. 11.98). Lié à un raccourcissement de 25 %, ce déplacement est intervenu à l'Éocène supérieur, lors de la phase pyrénéo-provençale.

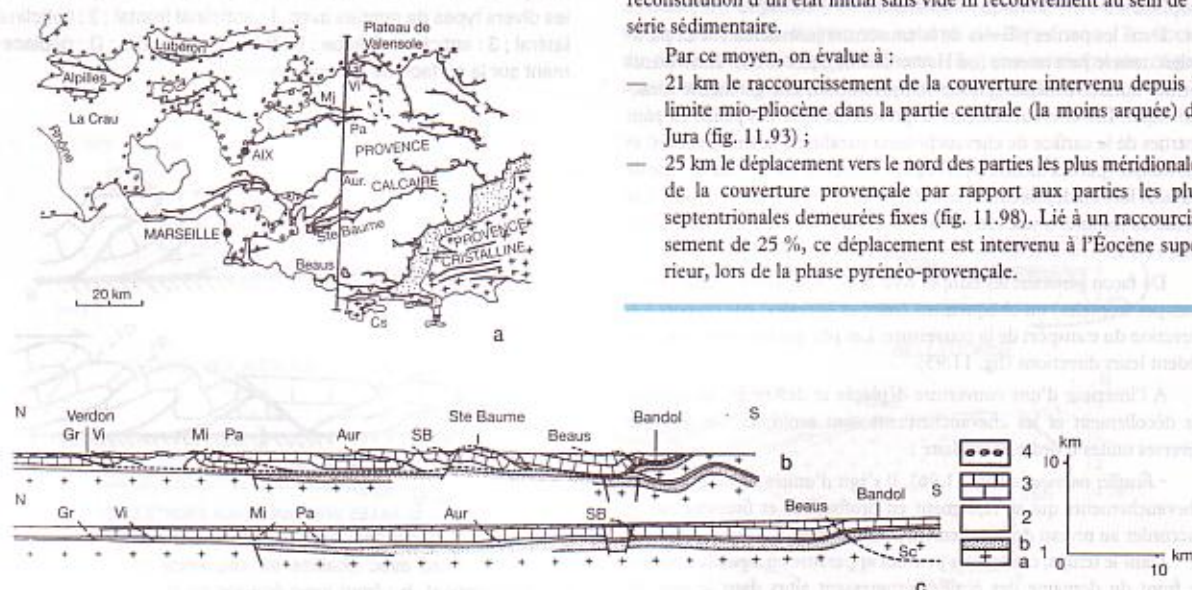


FIGURE 11.98. LA TECTONIQUE DE COUVERTURE PROVENÇALE. a : schéma structural de la Provence et localisation de la coupe. b : coupe équilibrée. c : coupe restituée avant la phase majeure de raccourcissement de l'Éocène supérieur. 1a : socle ; 1b : tégument ; 2 : niveau de décollement fondamental triasique ; 3 : couverture ; 4 : formations discordantes post-Éocène. Aur. : Aurélien ; Beaus. : Beausset ; Gr. : Gréoux ; Mj : Mont Major ; Pa : Esparron ; Sc : Cap Sicié.

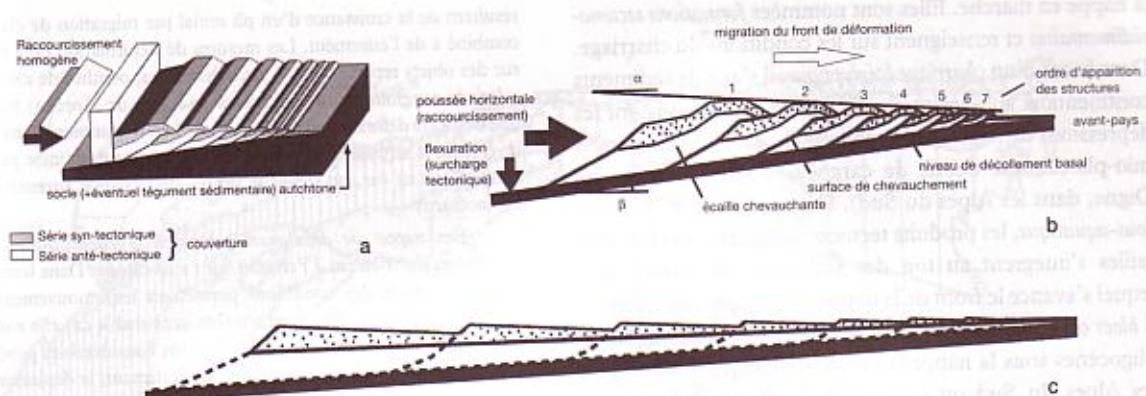


FIGURE 11.99. MODÉLISATION ANALOGIQUE DE LA FORMATION, EN COURS DE SÉDIMENTATION, D'UNE CHAÎNE PLISSÉE D'AVANT-PAYS OU D'UN PRISME D'ACCRÉTION OCÉANIQUE. a : modèle analogique ; b : état final ; c : état initial restauré ; a : inclinaison, vers l'avant, de la surface topographique ; b : inclinaison, vers l'arrière, du plan de décollement.

Des nombreuses études réalisées sur les fronts montagneux et les zones d'accrétion océanique liées à la subduction, quelques caractéristiques de leur déformation finie, ou en cours, ressortent. Les modélisations analogiques permettent de les préciser (fig. 11.99) :

- Ils sont le siège d'une *tectonique de couverture* (« *thin-skin-tectonics* ») qui n'affecte que la partie de la croûte terrestre, constituée de roches sédimentaires et/ou de sédiments, surmontant le niveau de décollement (ou de détachement). Celui-ci, généralement localisé à l'interface socle-couverture, peut également être situé au sein de la couverture elle-même.
- Le niveau de décollement fondamental basal qui permet le découplage entre couverture déformée et le soubassement, est constitué de roches ductiles : évaporites, argiles.
- La chaîne plissée issue de la tectonique de couverture, présente une section triangulaire (fig. 11.99b) avec un plan de décollement basal plongeant vers l'arrière et une surface topographique inclinée vers l'avant ; d'où l'appellation de prisme montagneux ou *prisme d'accrétion*.
- L'arrière du prisme a subi un déplacement plus ou moins important (de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres) alors que le chevauchement frontal peut ne présenter qu'une flèche de déplacement très faible, hectométrique à kilométrique. Ceci implique une déformation intérieure du prisme, accompagnée d'un raccourcissement et d'un épaississement de plus en plus importants vers l'arrière, lesquels provoquent l'ouverture de l'angle frontal jusqu'à atteindre une valeur critique ; cette dernière dépend, en particulier, de la résistance au glissement à la base. La déformation

à l'intérieur du prisme est marquée par l'apparition successive de plis et/ou d'écaillles imbriquées, à vergence généralement externe mais aussi, parfois, interne.

β – Les nappes de charriage

Généralement, on réserve le terme de chevauchement pour désigner des transports tangentiels d'ordre hectométrique à kilométrique. Au-delà, on parle de *nappe de charriage* dont le dispositif fondamental correspond à la superposition anormale d'un ensemble *allochtone* sur un autre relativement *autochtone* (fig. 11.100).

Sous le corps allochtone de la nappe, le sommet de l'unité autochtone est parfois constitué de formations sédimentaires alimentées en partie par des débris provenant de

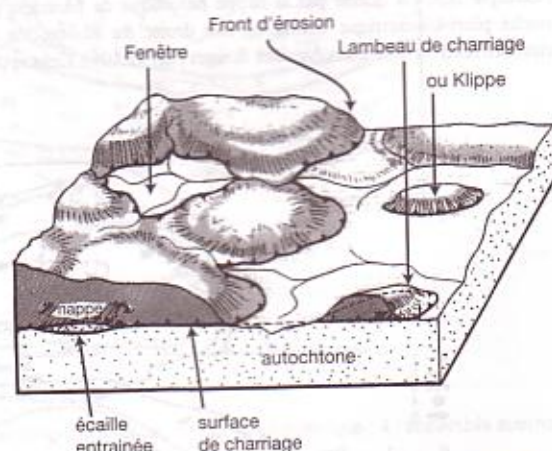


FIGURE 11.100. BLOC DIAGRAMME SCHÉMATISANT LES TRAITS CARACTÉRISTIQUES D'UNE NAPPE DE CHARRIAGE

la nappe en marche. Elles sont nommées *formations tectono-sédimentaires* et renseignent sur les conditions du charriage. Dans le cas d'un *charriage épiglyptique*, il s'agit de sédiments continentaux sub-aériens ou fluviaux qui remplissent les dépressions de l'ancienne topographie (exemple des dépôts mio-pliocènes à débris de cargneules sous la nappe de Digne, dans les Alpes du Sud). Dans le cas d'un *charriage sous-aquatique*, les produits tectono-sédimentaires de toutes tailles s'intègrent au toit des sédiments du bassin dans lequel s'avance le front de la nappe, constituant un *complexe à blocs* ou *olistostrome* (« schistes à blocs » des Grès d'Annot oligocènes sous la nappe du Flysch à Helminthoïdes dans les Alpes du Sud ou « complexe à blocs » sommital du flysch helvétique oligocène sous les nappes préalpines dans les massifs subalpins savoyards, par exemple).

Le niveau de charriage, nommé souvent abusivement *surface de charriage*, est d'épaisseur variable. Il s'agit d'une zone de cisaillement marquée par la présence de mylonites et/ou d'écaillures entraînées qui ont été arrachées à l'autochtone ou à la nappe.

La partie distale de la nappe est découpée selon un *front d'érosion* au tracé irrégulier (avec parfois de longs reentrants en demi-fenêtres) duquel sont détachées des *klippes* (fig. 11.100). Dégagées dans le corps de la nappe, les *fenêtres* mettent à l'affleurement l'autochtone (fenêtres de l'Engadine et des Hohe Tauern laissant réapparaître sous les Alpes orientales charriées, les formations du domaine pennique, par exemple). Klippes et fenêtres permettent d'évaluer la flèche minimale de recouvrement de la nappe.

Il existe une grande variété de nappes de charriage.

• Les « nappes du premier genre » sont de vastes plis couchés. L'exemple type est donné par la nappe helvétique de Morcles, pli couché pluri-kilométrique visible en rive droite du Rhône, sur la retombée nord du massif des Aiguilles Rouges (fig. 11.101). Ces nappes

résultent de la croissance d'un pli initial par migration de charnières combinée à de l'étirement. Les mesures de déformation finie réalisées sur des objets repères (rostrés de belemnites, oolithes de calcaires et galets de conglomérats dans le cas de la nappe de Morcles) indiquent une très forte déformation interne des roches, notamment dans le flanc inverse de la structure où la série est extrêmement amincie par étirement. Dans ce cas, un dépliage simple de la nappe surestimerait le déplacement.

• Les nappes de décollement montrent la superposition d'une succession globalement à l'endroit sur l'autochtone. Dans leur cas, se pose la question des conditions permettant leur mouvement. Une origine purement gravitaire est souvent improbable car elle nécessite, pour les grandes nappes, des dénivellations considérables proches de la moitié de la portée du charriage ! Généralement, le déplacement se fait par une poussée arrière : écaillage crustal des massifs cristallins externes poussant à son avant la couverture subalpine et jurassienne décollée, par exemple (fig. 11.93). Dans ce cas, le mouvement ne peut se produire que si un effort suffisant est transmis jusqu'au front de la nappe. Or, une partie de cet effort est consommée par la déformation (écaillures et plis) du corps de la nappe ; d'autant plus importante que son épaisseur initiale est faible. Il a été ainsi calculé que la flèche d'une nappe épaisse de 5 km ne pouvait dépasser 18 km ! Tel est le paradoxe mécanique des grands charriages.

Un rôle majeur dans les grands déplacements est certainement joué par les formations salifères plastiques et par l'augmentation de la pression interstitielle des fluides produits par leur déshydratation au cours du mouvement. Intervient également un mécanisme de propagation du déplacement par petits mouvements successifs sur la surface de charriage, tel qu'on l'évoque à propos du jeu aismique des failles. N'impliquant à la fois qu'une partie de la surface de charriage sur laquelle se produit la friction, il nécessite une contrainte beaucoup moins forte pour déplacer la nappe.

• Les nappes de socles revêtent une importance majeure dans les chaînes de collision. En effet, dans des conditions de pression et de température élevées, les socles subissent une intense déformation ductile et donnent naissance à des nappes de charriage qui sont :

— soit des vastes lames de socle engendrées et déplacées par cisaillement ductile : nappes du Bas Himalaya et du Haut Himalaya (fig. 11.20) débitées dans la croûte continentale indienne ; nappes austro-alpines des Alpes orientales autrichiennes formées de croûte continentale apulienne et dont la portée dépasse 100 km (fig. 11.102a et b).

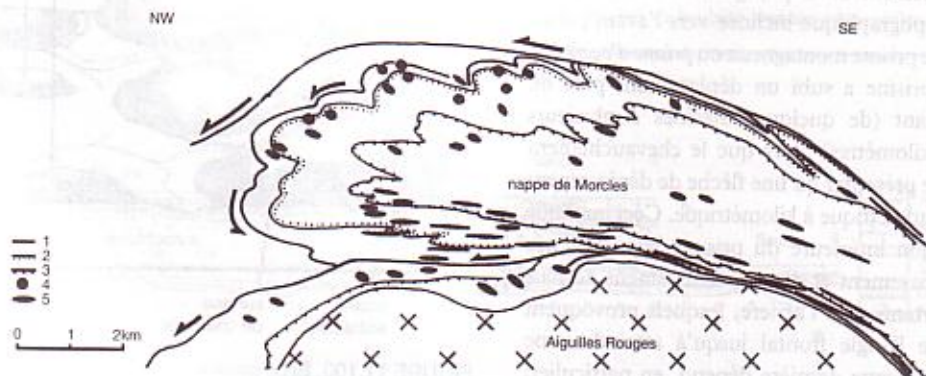


FIGURE 11.101. COUPE DE LA NAPPE HELVÉTIQUE DE MORCLES. 1 : chevauchement ; 2 : toit du Crétacé ; 3 : toit du Jurassique ; 4 : cercle témoin ; 5 : ellipsoïde de déformation (X,Z).

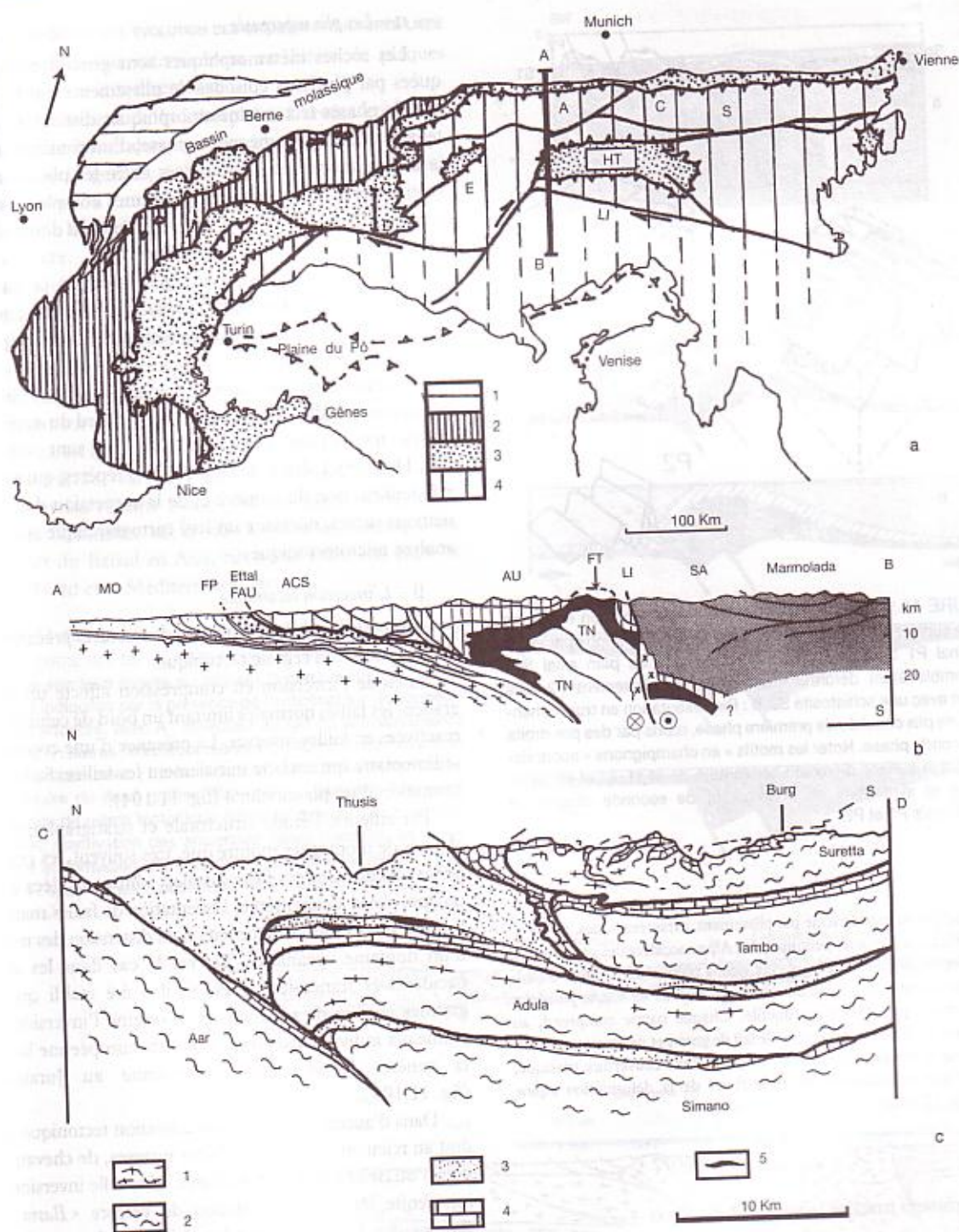


FIGURE 11.102. LES NAPPES DE SOCLE DANS LES ALPES CENTRALES ET ORIENTALES.

a : schéma structural simplifié des Alpes avec 1 : Jura ; 2 : zone externe delphino-helvétique ; 3 : domaine pennique ; 4 : ensemble austro-alpin, AB et CD : situation des coupes b et c ;
 b : coupe des Alpes orientales passant par la fenêtre des Hohe Tauern (FT). Mo : bassin molassique péri-alpin ; FP : front pennique ; FAU : front austro-alpin ; ACS : Alpes calcaires septentrionales ; AU : nappes austro-alpines, principalement de socle ; LI : ligne insubrienne ; SA : ensemble sud-alpin. En noir : unités à ophiolites. Croix : pluton oligocène.
 c : les nappes de socle pennique de Suisse orientale avec, 1 : granitoides hercyniens ; 2 : gneiss ; 3 : « Bunderschiefer » (+ Jurassique) ; 4 : Trias sédimentaire ; 5 : ophiolites.

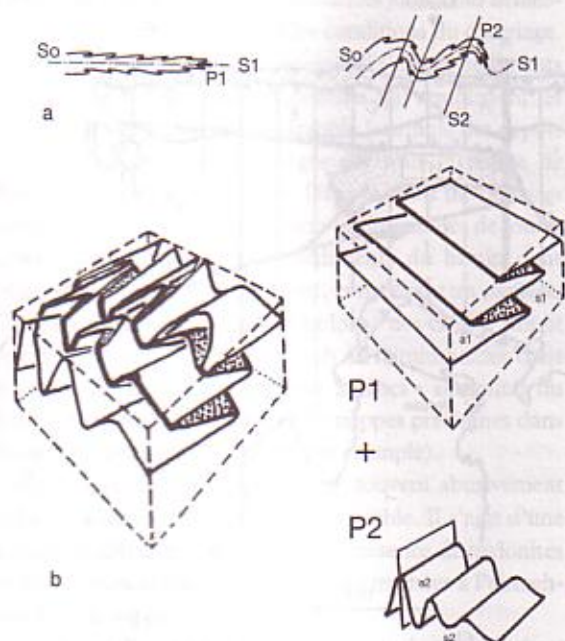


FIGURE 11.103. PLS SUPERPOSÉS. a : représentation en coupe d'une surface repère S_0 affectée dans un premier temps par un pli isoclinal P_1 accompagné d'une schistosité de plan axial S_1 ; l'ensemble étant déformé ensuite par un plissement P_2 plus ouvert avec une schistosité S_2 . b : Représentation en trois dimensions de plis couchés de première phase, repris par des plis droits de seconde phase. Noter les motifs « en champignons » apparaissant sur la surface d'érosion horizontale. a1 et s1, a2 et s2 : anti-formes et synformes de première et de seconde phases de plissements P_1 et P_2 .

— soit des nappes de socle par plissement, caractéristiques, en particulier, du domaine pennique des Alpes occidentales et centrales. Depuis Argand (1911), on sait que la plupart des massifs cristallins internes de ce domaine sont des noyaux de nappes penniques formées par plissement ductile. Chaque nappe comprend, au cœur du pli, une partie de socle fait de gneiss et de granites intrusifs pour le moins paléozoïques, enrobée d'une couverture triasique, le tout poli-métamorphisé au cours de la déformation alpine (fig. 11.102c).

c₂. Structures issues de tectoniques superposées

En un même lieu, la superposition dans le temps de phases tectoniques relevant d'un même régime compressif ou distensif ou de régimes différents, conduit couramment à la formation de structures complexes. Ne sont abordés, dans les paragraphes suivants, que les cas des plis superposés et de l'inversion tectonique.

α - Les plis superposés

Les roches métamorphiques sont généralement marquées par plusieurs épisodes de plissements qui résultent soit de phases tectono-métamorphiques distinctes dans le temps, soit, durant une même phase, d'un continuum dans la déformation. Les interférences entre les plis successifs (= plis superposés) donnent des figures complexes que le géologue étudie pour retrouver, en un endroit donné, l'évolution de la déformation dans le temps.

L'analyse géométrique est généralement conduite à partir de la schistosité (ou de la foliation) de la déformation précédente qui ne porte que la marque du dernier plissement (fig. 11.103a).

Les dispositifs résultants des superpositions de plis sont d'une très grande variété qui dépend d'abord du nombre et de la nature des plissements qui se sont succédés (fig. 11.103b). L'étude de leurs surfaces repères, qui conduit à l'identification du nombre et de la succession des déformations subies, nécessite un levé cartographique et/ou une analyse microtectonique.

β - L'inversion tectonique

Elle est le fait de la réactivation de fractures préexistantes dans un nouveau régime tectonique.

Lorsque l'inversion en compression affecte un demi-graben, les failles normales limitant un bord de celui-ci sont réactivées en failles inverses. La présence d'une couverture sédimentaire qui cache initialement les failles, favorise la formation d'un pli anticlinal (fig. 11.104).

Par ailleurs, l'étude structurale et stratigraphique des chaînes de montagnes montre que, très souvent, les grandes failles inverses des écaïles crustales, sont contrôlées à leur origine, par la localisation et l'orientation de failles majeures listriques, nées lors de la formation en distension des marges d'un domaine océanique. Tel est le cas dans les Alpes occidentales franco-italiennes où il a été établi que les grandes écaïles de socle ont pour origine l'inversion des panneaux individualisés dans la croûte européenne lors de la genèse de la marge téthysienne au Jurassique (fig. 11.105).

Dans d'autres cas, enfin, la réactivation tectonique conduit au jeu en extension de failles inverses, de chevauchements ou de charriages préexistants. Une telle inversion est intervenue lors de la formation du célèbre « Basin and Range » des Cordillères nord-américaines. Les profils de sismique-réflexion écoute longue du programme américain COCORP (fig. 11.106 p.446) indiquent que les failles normales mio-pliocènes à fort pendage en surface et limitant les horsts et grabens, se raccordent en profondeur à des plans de décollement faiblement pentés qui sont, parfois, d'anciennes surfaces de charriages laramiens (Crétacé-Éocène).

2.3 LA DIVERGENCE ET L'ÉVOLUTION DES GRANDES STRUCTURES LIÉES

Deux processus interviennent en limite de plaques pour compenser leur divergence :

- l'amincissement de la lithosphère à croûte continentale ; il se forme alors, au départ, un *rift continental* ;
- ou bien la genèse, à l'axe d'une dorsale océanique (marquée ou non par la présence d'un rift) d'une nouvelle lithosphère océanique, aux dépens de l'asthénosphère.

Les rifts continentaux se présentent sous forme de fossés d'effondrement rapide, étroits (quelques dizaines de kilomètres) et à fort remplissage sédimentaire, auxquels un volcanisme alcalin est associé. Ces fossés (ou grabens), souvent discontinus et relayés par des failles de transfert, s'allongent sur des milliers de kilomètres. Le plus célèbre d'entre eux est le rift est-africain qui s'étend de la mer Rouge, au nord, au Zambèze, au sud. D'autres grands rifts, plus ou moins récents (donc plus ou moins actifs) marquent les continents: rift du Rio Grande en Amérique du Nord, rift du Baïkal en Asie, rift ouest-européen entre la mer du Nord et la Méditerranée, etc.

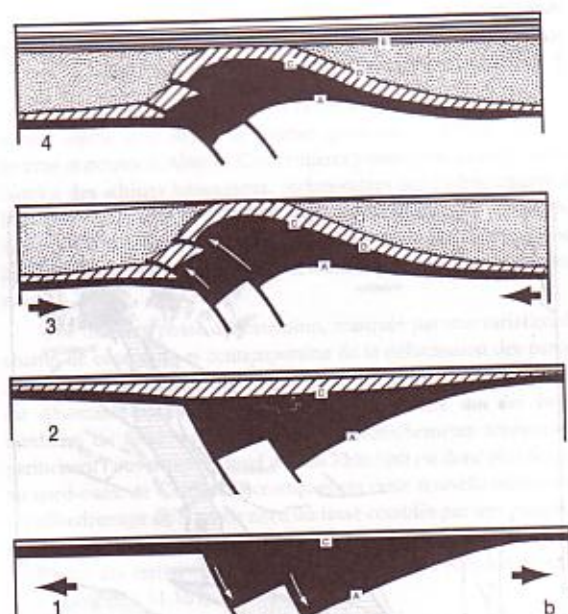
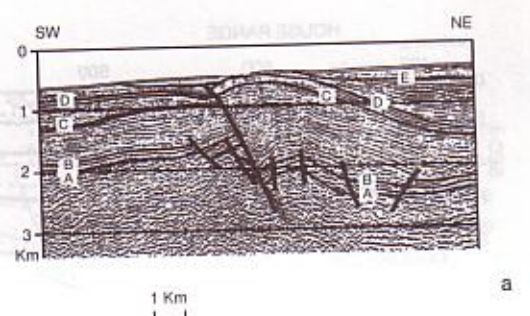


FIGURE 11.104. INVERSION TECTONIQUE D'UN DEMI GRABEN TERTIAIRE DANS LA PARTIE EST DE LA PLATE-FORME DE SUNDA EN INDONÉSIE.
 a : Coupe sismique migrée sur laquelle la compression et l'inversion sont indiquées par la présence de l'anticlinal sur un panneau de socle effondré, avec A : réflecteur au toit du soubassement ; B, C, D et E : autres réflecteurs repérés. b : scénario de l'inversion du demi graben, avec 1 : extension avec formation et remplissage sédimentaire du demi graben (Paléogène à Miocène inférieur) ; 2 : épisode de calme tectonique (Miocène moyen) ; 3 : compression avec réactivation des anciennes failles normales en failles inverses et formation d'un anticlinal (Miocène moyen et supérieur) ; 4 : sédimentation post tectonique du Plio-Quaternaire.

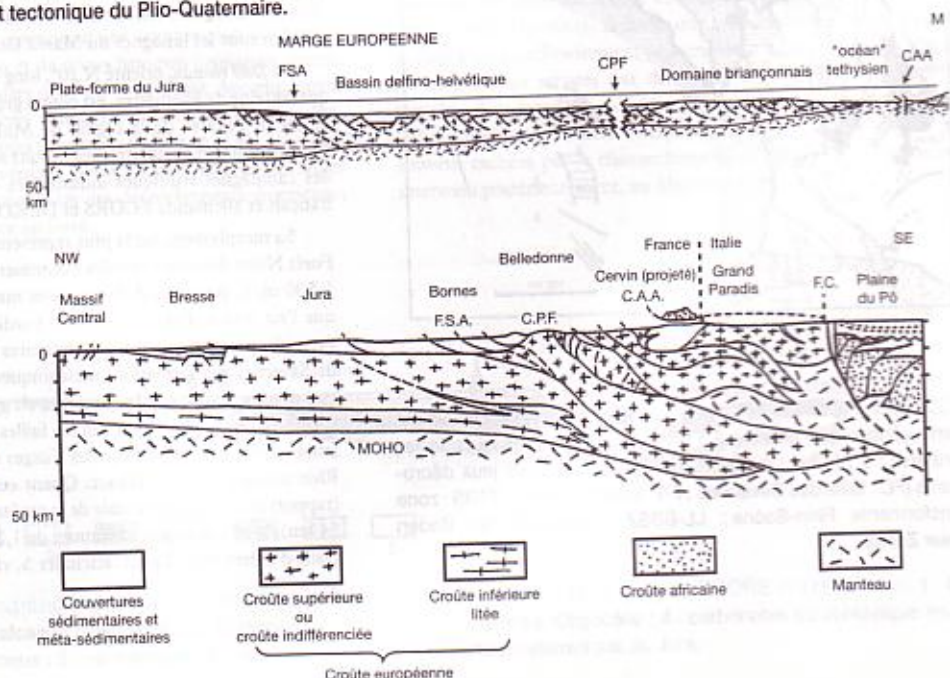


FIGURE 11.105. LES ÉCAÏLLES CRUSTALES NÉES DE L'INVERSION DE LA MARGE EUROPÉENNE DE LA TETHYS DANS LES ALPES OCCIDENTALES.

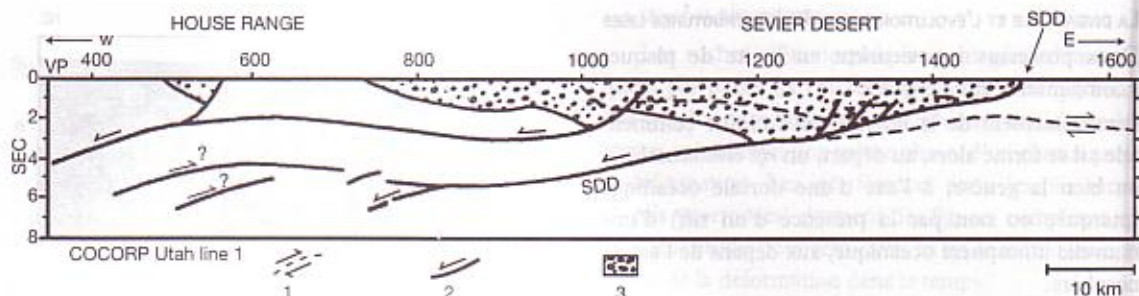


FIGURE 11.106. INTERPRÉTATION D'UN PROFIL DE SISMIQUE REFLEXION ÉCOUTE LONGUE DU PROGRAMME AMÉRICAIN COCORP, RECOUPANT LA BORDURE ORIENTALE DU « BASIN AND RANGE » EN UTAH (USA). L'extension tertiaire est liée au jeu de failles normales à très faible pendage vers l'ouest. L'une d'entre elles, le « Sevier Desert Detachment » (SDD), est interprétée comme une partie au jeu inversé d'une ancienne surface de charriage laramien (Paléocène) vers l'est, dont la trace, en pointillés, apparaît à l'est de la coupe. 1 : chevauchement laramien ; 2 : faille de détachement tertiaire ; 3 : bassin tertiaire.

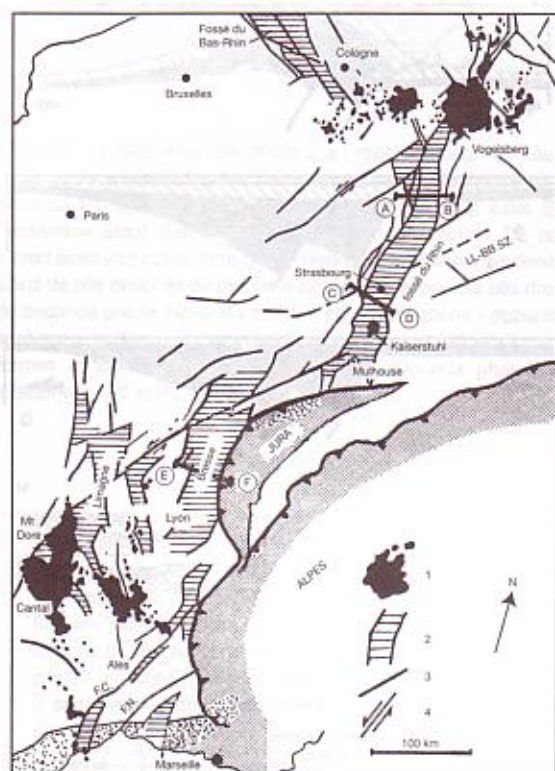


FIGURE 11.107. LE RIFT TERtiaIRE OUEST-EUROPEEN. 1 : volcanisme cénozoïque alcalin ; 2 : principaux fossés et leurs failles bordières ; 3 : failles ; 4 : failles de transfert et leurs jeux décrochants (FC : faille des Cévennes ; FN : faille de Nîmes ; ZTRS : zone transformante Rhin-Saône ; LL-BBSZ : Lalye-Baden Baden Shear Zone).

Rifts continentaux et rides d'expansion océanique ne sont pas indépendants. Ils se succèdent à la fois dans l'espace (ensemble golfes de Suez et d'Aqaba – mer Rouge – Afar – golfe océanique d'Aden – dorsale de Carlsberg de l'océan Indien, ou bien ensemble fossé de Salton Sea – golfe de Californie – dorsale de l'Est Pacifique) et dans le temps, en un endroit donné, après qu'une rupture crustale soit intervenue pour donner naissance à l'océan qui s'ouvre entre deux demi-rifts. Ces derniers évoluent d'abord en marges continentales passives.

2.3.1 LA FORMATION DES RIFTS CONTINENTAUX OU « RIFTING »

a – L'exemple du rift ouest-européen

De la mer du Nord à la Méditerranée, il est constitué par une succession de fossés (fig. 11.107) formés dès l'Oligocène et superposés à des remontées du Moho (– 24 km sous la partie sud du fossé du Rhin, – 25 km sous les limagnes du Massif Central).

Le fossé rhénan, orienté N 20°, long de 300 kilomètres, large d'une quarantaine de kilomètres, est connu grâce aux cartes géologiques, aux mines de potasse de la région de Mulhouse, aux forages pétroliers (Pechelbronn) et géothermiques (Soultz sous forêt) ainsi qu'aux données des campagnes sismiques industrielles et scientifiques (programmes français et allemands ECORS et DEKORP).

Sa morphologie est la plus représentative au Sud, entre Vosges et Forêt Noire dont les « épaules » dominent la vallée du Rhin de près de 1 500 m. C'est au pied de ces deux massifs hercyniens (fig. 11.108) que l'on trouve d'abord les failles bordières (près de 800 m de rejet vertical), puis des « champs de fractures » (le plus développé est celui de Saverne) aux formations mésozoïques intensément failles, limités eux-mêmes vers l'axe du fossé par de nouvelles failles à forts rejets verticaux (jusqu'à 1 800 m) dites « failles rhénanes ». Ainsi, la dénivellation entre la ligne de crête des Vosges et le fond enfoncé du fossé du Rhin avoisine 4 km en Alsace. Quant au coefficient d'amincissement (rapport de l'épaisseur initiale de la croûte : 30 km à l'épaisseur finale : 24 km), avec une valeur maximum de 1,25 il reste relativement faible. Dans d'autres rifts, il peut atteindre 5, voire 6.

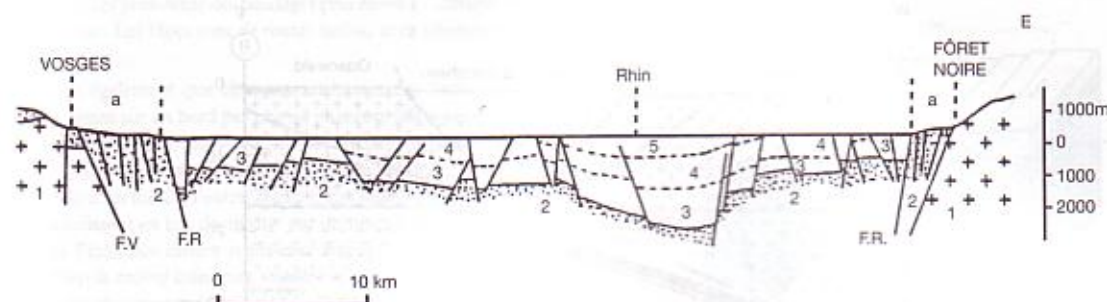


FIGURE 11.108. COUPE GÉOLOGIQUE À TRAVERS LA PARTIE SUD DU FOSSÉ DU RHIN. a : champs de fractures bordières ; 1 : socle hercynien ; 2 : Mésozoïque ; 3 : Oligocène inférieur ; 4 : Oligocène moyen ; 5 : Oligocène supérieur ; F.V : faille vosgienne ; F.R : failles rhénanes.

L'épaisseur du remplissage tertiaire est variable d'un endroit à l'autre. De manière générale, elle est plus forte côté vosgien dans la partie sud du fossé (le rejet vertical cumulé des failles du bord occidental est supérieur à celui des failles du bord oriental) alors qu'elle est plus importante côté oriental dans la partie nord (3 500 m de remplissage dans le sous-bassin de Mannheim, au pied de l'Odenwald). À la limite des deux, se situe le seuil de Strasbourg, orienté Sud Ouest-Nord Est, où les dépôts tertiaires sont moins épais. Il correspond au passage de la « shear-zone » hercynienne Lalaye-Lubine-Baden Baden (visible dans les Vosges et la Forêt Noire) laquelle a probablement joué en faille de transfert lors de l'ouverture du fossé. D'autres failles de transfert assurent, par ailleurs, le relais d'un fossé à l'autre (fig. 11.107) comme, par exemple, la zone transformante Rhin-Saône, entre les fossés du Rhin et de Bresse.

Les études stratigraphiques du remplissage tertiaire et tectoniques des failles permettent de reconstituer l'évolution du fossé, postérieurement au Mésozoïque durant lequel, une série sédimentaire de près de 1500 mètres d'épaisseur s'était déposée uniformément sur le domaine rhénan.

Après une émergence survenue à la fin du Crétacé et suivie d'une pénéplation, un premier épisode tectonique survient à l'Éocène-Oligocène. Il s'agit d'abord, à l'Éocène supérieur, d'une compression nord-sud à l'origine de fentes de traction et de décrochements conjugués dextres nord-ouest-sud-est et sénestres nord-est-sud-ouest. Accompagnent cette déformation les premières émissions volcaniques alcalines (datées à 44 Ma) et quelques dépôts lacustres à lignites. À l'Oligocène, l'extension est est-ouest et σ_1 est vertical, avec apparition de nouvelles failles normales et rejeu en failles normales des décrochements antérieurs ; l'ensemble donnant naissance au fossé.

Dès le début de l'Oligocène, la partie sud du fossé est occupée par la mer alpine avec dépôt de marnes gréseuses et d'évaporites (sel gemme et potasse d'Alsace). Ces dernières passent latéralement vers le Nord à des schistes bitumineux, roches-mères des hydrocarbures de Pechelbronn. À la fin de l'Oligocène, un soulèvement, lié à l'orogénèse alpine, affecte le sud du fossé où les dépôts sont exclusivement fluvio-lacustres, alors que la sédimentation marine se poursuit dans sa partie nord.

Une dernière phase de distension, marquée par une variation du champ de contrainte et contemporaine de la déformation des parties alpines les plus externes, intervient à la fin du Miocène. La compression est désormais nord-ouest-sud-est, de telle sorte que les failles bordières du fossé du Rhin jouent en décrochements sénestres et permettent l'ouverture du fossé du Bas Rhin (qui est donc plus récent) au nord-ouest de Cologne. Accompagnent cette nouvelle tectonique, un effondrement de la partie nord du fossé comblée par une puissante sédimentation fluviale, ainsi qu'un nouvel épisode volcanique alcalin à l'origine des émissions riches en Na et CO_2 du Kaiserstuhl et du Vogelsberg (fig. 11.107).

Des caractères géologiques voisins se retrouvent dans les autres fossés du rift ouest-européen, en particulier dans celui de la Bresse (fig. 11.109). On relève, là aussi, une asymétrie transversale en demi-graben avec un effondrement prépondérant à l'est, l'individualisation de sous-bassins séparés par des seuils et la présence d'évaporites tertiaires dans le seul sous-bassin méridional de Bourg-en-Bresse. Les failles bordières majeures orientales du fossé bressan sont les plus souvent cachées par le chevauchement de la couverture jurassienne intervenu postérieurement, au Mio-Pliocène.

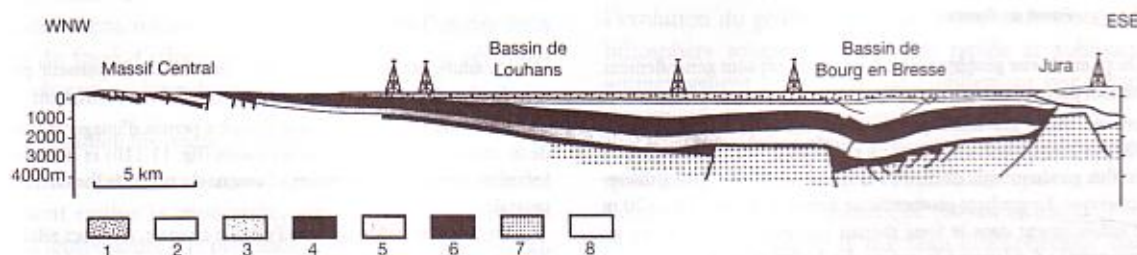


FIGURE 11.109. COUPE GÉOLOGIQUE À TRAVERS LE FOSSÉ DE LA BRESSE SELON LES DONNÉES DE LA SISMIQUE ECORS ET LES FORAGES. 1 : Mio-Pliocène ; 2 : marnes et calcaires oligocènes ; 3 : formation à sel de l'Éocène supérieur-Oligocène ; 4 : carbonates du Jurassique moyen et supérieur ; 5 : Lias marneux ; 6 : sel triasique ; 7 : socle hercynien ; 8 : couverture mésozoïque du Jura.

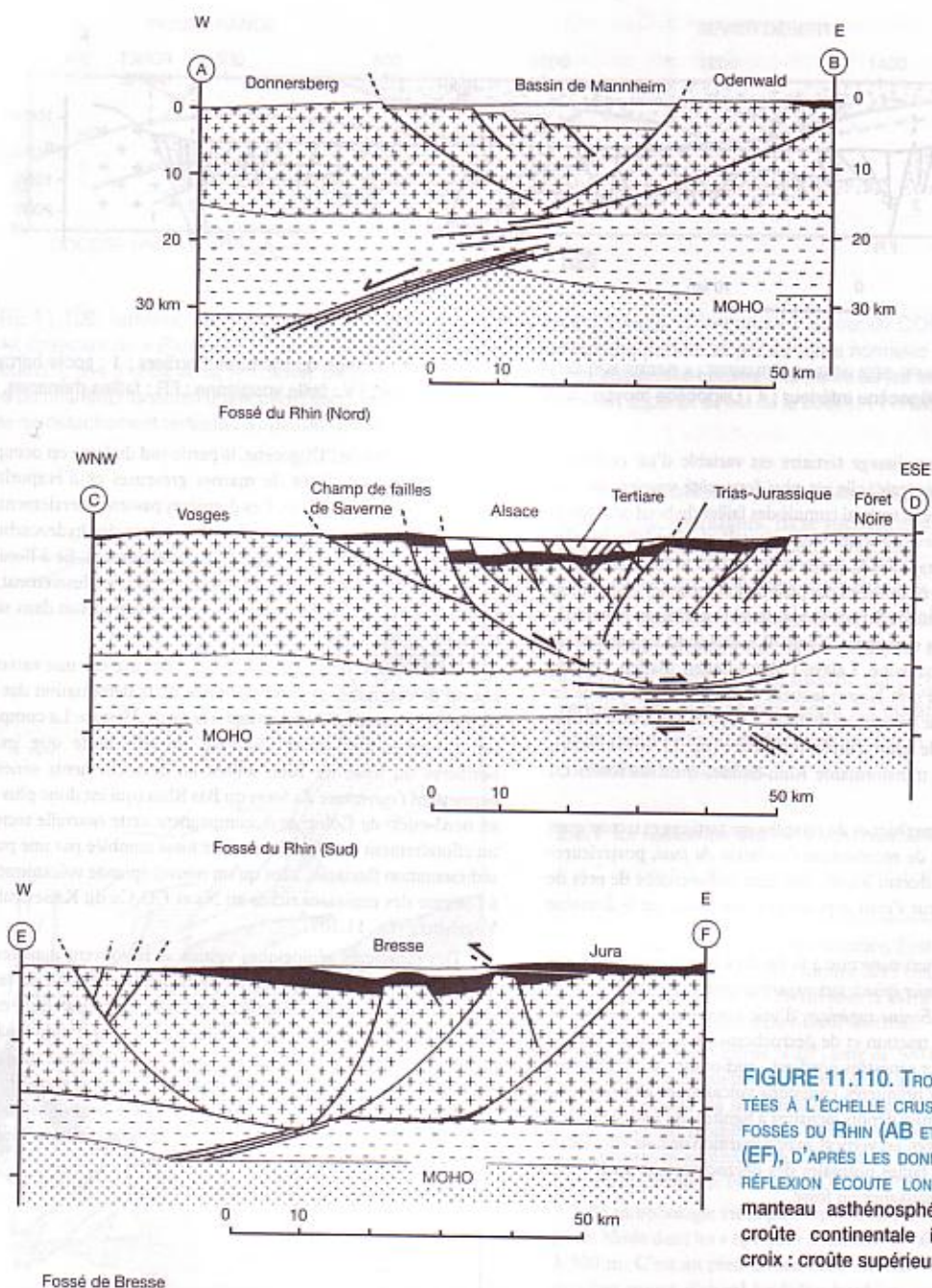


FIGURE 11.110. TROIS COUPES INTERPRÉTÉES À L'ÉCHELLE CRUSTALE À TRAVERS LES FOSSÉS DU RHIN (AB ET CD) ET DE BRESSE (EF), D'APRÈS LES DONNÉES DE LA SISMIQUE RÉFLEXION ÉCOUTE LONGUE. En pointillés : manteau asthénosphérique ; en tiretées : croûte continentale inférieure « litée » ; croix : croûte supérieure.

Du point de vue géophysique, les fossés du rift sont généralement caractérisés par :

- une anomalie gravimétrique négative, marquée à leur aplomb. Elle est liée au déficit de masse du remplissage sédimentaire épais.
- un flux géothermique élevé, dû à la remontée du manteau asthénosphérique. Le gradient géothermique atteint 1°C pour 10 ou 20 m d'enfoncement dans le fossé rhénan (contre 1°C pour 30 m, en moyenne) ; il a favorisé la genèse des hydrocarbures à partir des roches mères et est à l'origine d'un projet d'exploitation de l'énergie géothermique à Soultz-sous-Forêt.

- un amincissement de la croûte continentale (l'épaisseur passant de plus de 30 km à 25 km) en relation avec son étirement.

La sismique réflexion écoute longue a permis d'imager la structure de la croûte continentale sous les fossés (fig. 11.110) et de modéliser les mécanismes de la distension à l'origine du rift et de l'amincissement crustal.

En coupe transversale, et à l'échelle crustale, les blocs affaissés et débités dans la croûte supérieure, sont majoritairement basculés du côté opposé à l'axe du fossé. Ceci est dû aux rotations qu'ils ont subies lors de leurs déplacements relatifs sur les surfaces courbes des failles

normales, lesquelles présentent des pendages plus élevés à l'affleurement qu'en profondeur. Les blocs sont de toutes tailles, déca kilométriques à métriques.

Il apparaît également que chaque sous-bassin des fossés est un demi-graben, limité sur un bord par une ou plusieurs failles principales, le long desquelles la série oligo-néogène est nettement plus épaisse. Ces failles majeures ne sont pas systématiquement du même côté d'un fossé donné ou d'un fossé à l'autre. Ce sont des failles listriques crustales qui s'aplatissent en bas de croûte sur un niveau de décollement qui peut être l'interface croûte supérieure fragile – croûte inférieure ductile, ou bien la croûte inférieure cisailée et étirée, ou bien encore le Moho. Leurs glissements rotationnels, tantôt vers l'est, tantôt vers l'ouest, sont rendus possibles par les failles de transfert transverses, passant par les seuils.

b – Les apports de la modélisation à la compréhension des modalités du « rifting » et du comportement thermique lié

b₁. L'étirement et l'amincissement lithosphériques

La modélisation permet de comprendre comment se réalisent l'étirement et l'amincissement de la lithosphère au cours du « rifting ».

Un premier groupe de modèles (fig. 11.111a) favorise le cisaillement pur. Dans ce cas, l'écartement provoque le même taux d'amincissement dans les trois principaux niveaux rhéologiques de la lithosphère continentale : la croûte supérieure cassante, la croûte inférieure et le manteau lithosphérique ductiles. De ce fait, la remontée asthénosphérique se produit sous l'axe du fossé créé, le long duquel le flux géothermique est maximum. Les édifices volcaniques alcalins, dont les laves proviennent de la fusion partielle de l'asthénosphère en décompression, se distribuent préférentiellement le long de ce même axe.

Un autre groupe de modèles privilégie le cisaillement simple. La déformation se concentre le long d'un cisaillement majeur qui peut recouper l'ensemble de la lithosphère (on parle alors de faille de détachement) ou bien de plusieurs cisaillements conjugués (fig. 11.111b). Les bordures du fossé ainsi créées sont le plus souvent dissymétriques. Quant au dôme asthénosphérique et aux volcans qui lui sont associés, il ne sont plus à l'axe du système comme précédemment, mais sont décalés sous et vers l'un des deux flancs du fossé d'effondrement, comme cela est généralement observé au long des rifts.

b₂. L'évolution thermique de la lithosphère

La modélisation permet également de comprendre comment évolue le géotherme, c'est-à-dire la courbe qui relie la température à la profondeur (et donc à la pression), au cours de l'histoire tectonique du rift. En effet, les déplacements de matière liés à la déformation sont toujours plus

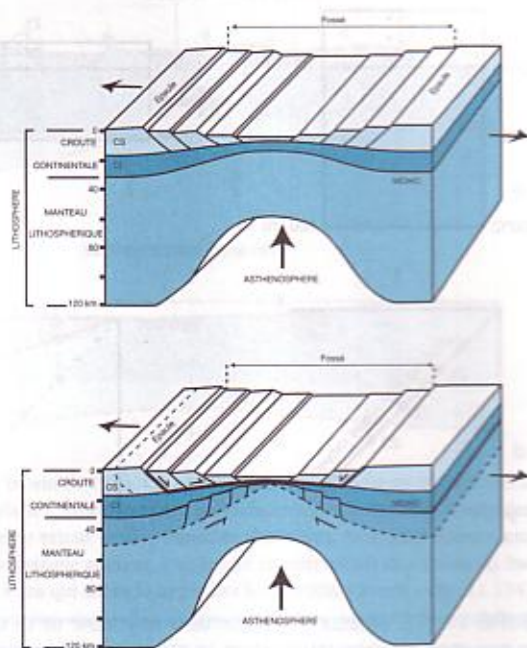


FIGURE 11.111. DEUX MODÈLES EXPLICATIFS DU « RIFTING » CONTINENTAL. a : modèle d'amincissement lithosphérique et de « rifting » par cisaillement pur (ou par aplatissement) ; b : modèle par cisaillement simple, inspiré d'expériences analogiques, sur lequel les cisaillements conjugués se raccordent aux toits des deux parties ductiles de la lithosphère continentale à savoir, la croûte inférieure et la partie la plus profonde du manteau lithosphérique. Noter, dans ce second modèle, la dissymétrie introduite dans la structure du fossé d'effondrement et le décalage vers un des flancs du fossé de la remontée asthénosphérique. CS : croûte continentale supérieure ; CI : croûte inférieure.

rapides que les transferts de chaleur dans la lithosphère, qu'il s'agisse d'ailleurs d'une tectonique en distension ou d'une tectonique en compression. Les fossés du rift ouest-européen se sont formés, pour l'essentiel, à l'Oligocène, en moins de 15 Ma. Par comparaison, 60 à 100 Ma sont nécessaires pour qu'une lithosphère océanique trouve son équilibre thermique.

Le modèle proposé avec la figure 11.112 p. 450 concerne l'évolution du géotherme de la croûte continentale d'une lithosphère soumise à étirement rapide et subissant un amincissement homogène par cisaillement pur, avant de retrouver lentement un nouvel équilibre.

Au départ (stade 1), la lithosphère en équilibre thermique, comprend une croûte continentale épaisse de 30 km (avec un gradient géothermique moyen schématiquement linéaire) qui surmonte le manteau lithosphérique dont la base, à 120 km de profondeur, est définie par l'isotherme 1300 °C.

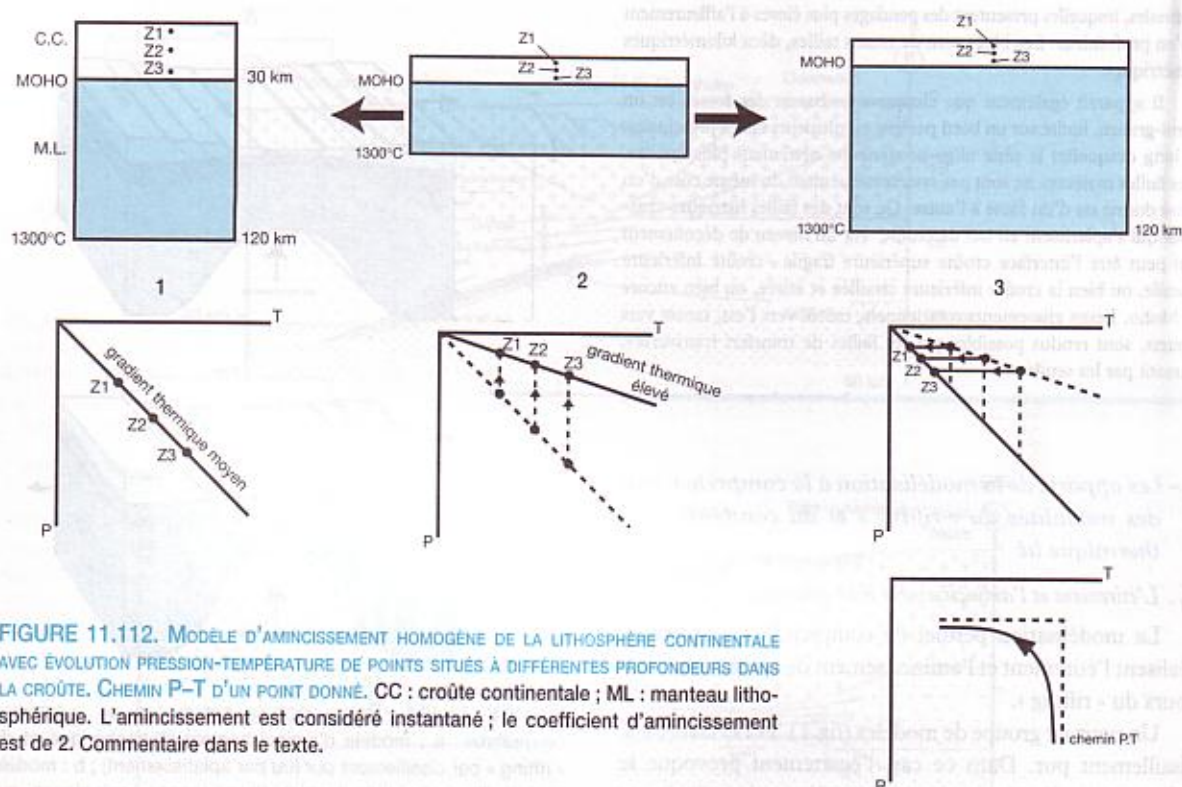


FIGURE 11.112. MODÈLE D'AMINCISSEMENT HOMOGÈNE DE LA LITHOSPHÈRE CONTINENTALE AVEC ÉVOLUTION PRESSION-TEMPÉRATURE DE POINTS SITUÉS À DIFFÉRENTES PROFONDEURS DANS LA CROÛTE. CHEMIN P-T D'UN POINT DONNÉ. CC : croûte continentale ; ML : manteau lithosphérique. L'amincissement est considéré instantané ; le coefficient d'amincissement est de 2. Commentaire dans le texte.

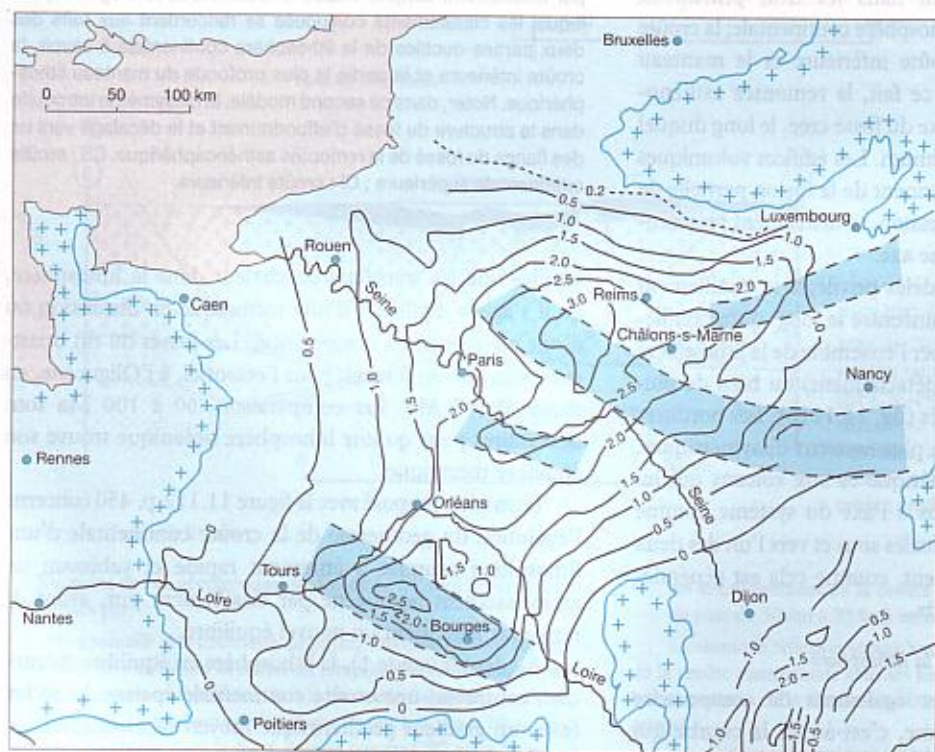
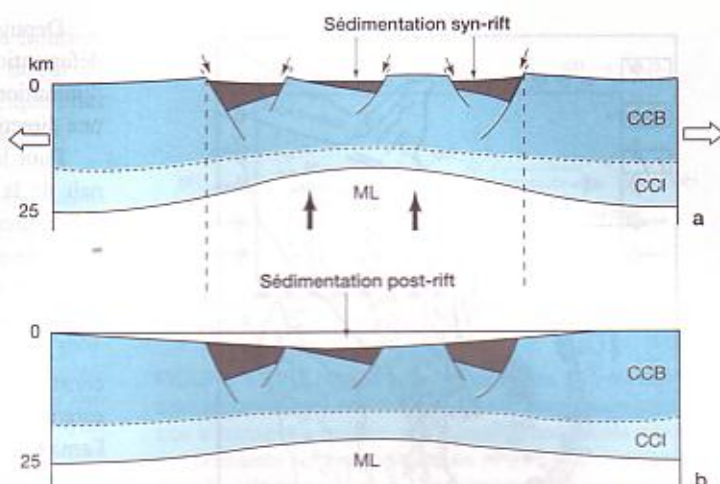


FIGURE 11.113. LE BASSIN DE PARIS. L'épaisseur variable du remplissage sédimentaire mésozoïque et tertiaire est donnée par les iso-bathes en kilomètres du toit du soubassement hercynien. Les emplacements probables des principaux fossés du rift permien, signalés en gris, coïncident avec les parties centrales à subsidence maximum du bassin cratonique postérieur.

FIGURE 11.114. MODÈLE DE FORMATION D'UN BASSIN SÉDIMENTAIRE SUPERPOSÉ À UN ANCIEN RIFT QUI A CESSÉ D'ÉVOLUER. a : stade rift continental avec amincissement de la croûte continentale supérieure (CCS) fragile et de la croûte continentale inférieure (CCI) ductile. La remontée du manteau lithosphérique (ML) provoque une intumescence thermique. b : la subsidence post-rift par détumescence thermique, engendre un bassin sédimentaire intracontinental, bien plus vaste que la région du rift qui est à son origine.



Le stade 2 est celui du rifting « quasi instantané » qui conduit à un amincissement homogène de la lithosphère. Les isothermes suivant les mouvements de la matière, se retrouvent, après décompression isotherme, resserrés, à l'origine d'un gradient géothermique élevé et d'un flux géothermique plus important en surface.

Le stade 3 est atteint après retour à l'équilibre thermique de la lithosphère par refroidissement isobare. Un réépaississement de la lithosphère par épaissement du seul manteau lithosphérique (enfouissement de l'isotherme 1300 °C jusqu'à 120 km de profondeur) l'accompagne. Cela conduit à la formation d'une lithosphère post-rift plus lourde (parce que la partie de manteau plus dense y est plus importante) que la lithosphère ante-rift, au niveau d'équilibre isostatique plus bas.

On explique ainsi la *subsidence thermique* qui accompagne le refroidissement lent post-rift et qui a été enregistrée par la création de vastes bassins sédimentaires cratoniques, au-dessus et au voisinage des anciens rifts.

Un bon exemple en est donné par le bassin de Paris, vaste dépression grossièrement circulaire et entourée de massifs anciens hercyniens où affleure son soubassement anté-triasique. Au voisinage de sa partie centrale, près de 3000 m de formations sédimentaires mésozoïques et tertiaires se sont accumulés, alors que ces mêmes formations ne dépassent pas quelques centaines de mètres à la périphérie. On note également que, malgré l'influence des déformations tectoniques alpines et des variations eustatiques du niveau moyen des mers à l'origine de plusieurs transgressions et régressions, le maximum d'accumulation sédimentaire (de subsidence) demeure lié à cette aire centrale, durant toute l'histoire du bassin.

L'explication du processus lithosphérique qui contrôle la subsidence apparaît quand on corrèle l'emplacement des fossés d'un ancien rift permien avec le bassin actuel (fig. 11.113). Ces fossés (allongés selon les directions des accidents tectoniques hercyniens majeurs) sont apparus lors de la dislocation de la Pangée ; ils renferment quelques rares témoins de basaltes alcalins et plusieurs centaines de mètres de grès et argilites rouges. Sur eux est centré le maximum de subsidence

du bassin de Paris. On est donc conduit au schéma évolutif suivant : après le « rifting » permien et la remontée des isothermes, la subsidence, liée au retour lent à l'équilibre thermique de la lithosphère à croûte hercynienne amincie, a engendré et entretenu la dépression du bassin de Paris qui débordait largement le rift initial « avorté » (fig. 11.114).

c – Le contrôle structural de l'emplacement du rifting et l'initiation de la déformation intraplaque en extension

Le rifting continental (suivi ou non par une déchirure crustale et une expansion océanique) est souvent relié à l'apparition et au fonctionnement des points chauds. L'aspect ponctuel de ces derniers ne rend cependant pas compte du caractère linéaire des grands rifts pour lesquels il est aisé de constater qu'ils sont le plus souvent disposés parallèlement aux fabriques structurales des grandes ceintures orogéniques. Par exemple (fig. 11.115a p. 452), le rift est-africain est apparu au cours du Tertiaire, au sein du bouclier africain, parallèlement aux ceintures orogéniques du Protérozoïque. De même, le rift continental à l'origine de l'Atlantique nord, s'est propagé au Mésozoïque et au Tertiaire selon la direction des ceintures hercyniennes et calédoniennes (fig. 11.115b).

Les causes de ce contrôle du rifting se trouvent au niveau de la croûte continentale où les anciennes sutures et fractures crustales représentent autant de surfaces de faiblesse réutilisées. Il est actuellement proposé qu'elles sont également présentes dans le manteau lithosphérique où l'olivine serait orientée préférentiellement selon la direction de l'ancienne ceinture orogénique à laquelle il a participé.

L'anisotropie mécanique crustale et mantellaire (cette dernière induisant les anisotropies électriques et sismiques mesurées, par exemple dans le manteau supérieur sous les Pyrénées et les Appalaches) exercerait un contrôle majeur sur la tectonique de la lithosphère, notamment lors du rifting qu'elle guiderait.

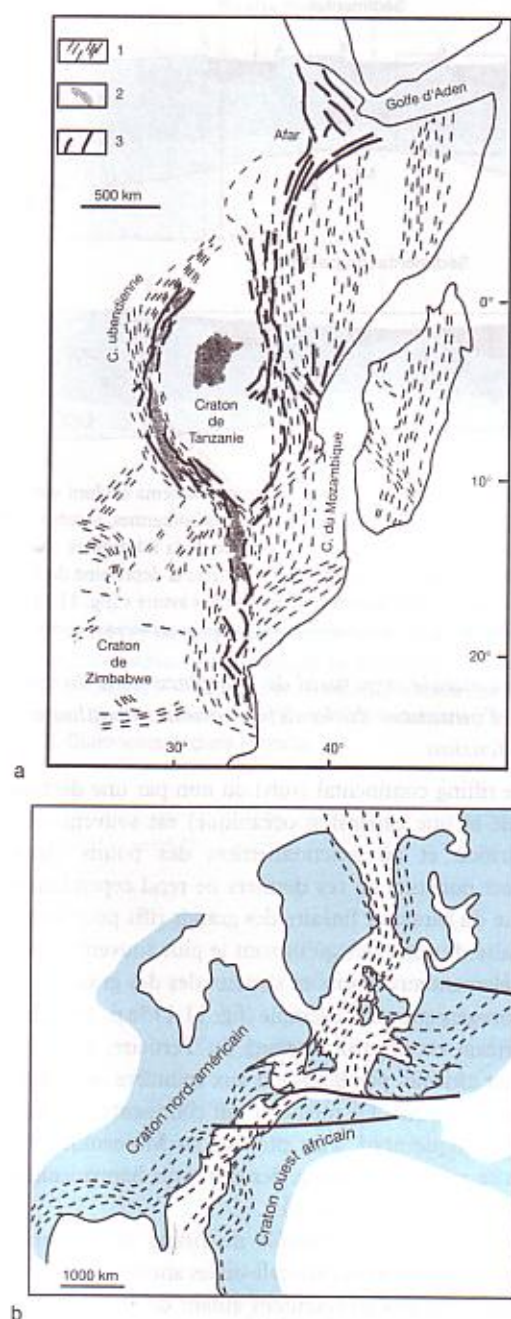


FIGURE 11.115. CARTES SCHÉMATIQUES ILLUSTRANT LE PARALLÉLISME ENTRE LE RIFTING ET LA FABRIQUE STRUCTURALE DE LA CROÛTE CONTINENTALE. a : Cas du rift est-africain avec 1 : grain tectonique du socle ; 2 : lacs ; 3 : failles normales. b : Cas du rifting de l'Atlantique nord. Commentaire dans le texte.

D'après Vauchez et al. (1997), modifié.

Depuis longtemps deux mécanismes généraux de la déformation intraplaque en extension qui nécessitent une diminution temporaire de pression totale dans au moins une direction horizontale, ont été proposés.

Pour les tenants du *rifting passif*, la chute de pression naît de la surimposition à l'état de contrainte initial de contraintes tectoniques en tension, d'origine lointaine en limite de plaques. Dans ce cas, le soulèvement régional et la fusion asthénosphérique qui accompagnent le rifting, seraient induits par ce dernier.

Les tenants de la théorie du *rifting actif*, fondée sur le constat des relations fréquentes entre points chauds et extensions continentales, suggèrent, par différence, que l'amincissement lithosphérique, le bombement régional et le magmatisme sont consécutifs de l'impact profond d'un panache mantellique qui « érode » thermiquement la base de la lithosphère. Dans ce cas l'extension lithosphérique serait liée à des sources de contrainte « locales » : contraintes en tension liées au bombement et à l'amincissement lithosphérique ; traction à la base de la lithosphère par convection. Récemment, il a été proposé que les intrusions crustales d'origine mantellique et de nature diapirique probable (par exemple corps cylindriques intrusifs profonds et denses de roches magmatiques basiques et ultrabasiques dans la croûte nord-européenne et magmatisme fissural alcalin et tholéitique lié à l'activité du panache thuléen à la fin du Crétacé et au Paléocène, avant l'ouverture de l'Atlantique nord à l'Éocène) pourraient initier une tectonique en extension, en domaine intraplaque continental ou océanique, et ce, même dans un contexte de contraintes tectoniques aux limites compressives. Selon un modèle simple (fig. 11.116) ces diapirs magmatiques sont mécaniquement analogues à des cylindres sous pression qui induisent une fracturation de type hydraulique permettant l'injection de dykes dans la direction de la contrainte horizontale maximale et perpendiculairement à la contrainte horizontale minimale. Ce mécanisme ne nécessitant pas d'amincissement initial important de la lithosphère, offre une réponse tectonique rapide au panache mantellique initiateur. Par contre, il dépend grandement de l'héritage tectonique de la lithosphère responsable de la propagation vers le haut des instabilités gravitationnelles à l'origine des intrusions profondes signalées.

2.3.2 LA DÉCHIRURE CONTINENTALE ET L'APPARITION DE LA CROÛTE OcéANIQUE

Elles se réalisent, par exemple, dans le Golfe de Californie par séparation de la péninsule de Basse Californie du continent nord américain et mise en place d'une nouvelle croûte océanique à l'axe de la dorsale est-pacifique.

Elles se manifestent également le long de la frontière divergente mer Rouge-Afar-golfe d'Aden, à la faveur de laquelle la plaque Arabie s'écarte de la plaque Afrique à des vitesses comprises entre 0,8 et 2,1 cm/an (fig. 11.116).

Les caractéristiques stratigraphiques, structurales et géophysiques, ainsi que l'environnement volcanique de la mer Rouge, permettent de reconstruire son évolution, depuis le rifting continental initial jusqu'à l'océanisation de sa partie sud.

L'effondrement du rift continental de la mer Rouge, avec basculement de blocs crustaux le long de failles listriques, date de l'Oligocène-Miocène inférieur. En témoignent les formations sédimentaires syn-rift piégées dans les demi-grabens au toit des blocs basculés et les dykes de basaltes et de gabbros de cet âge, présents surtout sur la bordure arabique où ils sont disposés parallèlement à l'allongement du fossé (fig. 11.117a et b p. 454).

Le Miocène inférieur, durant lequel les mouvements sur les failles sont faibles, est marqué par le dépôt des évaporites (anhydrite et halite) présentes à la base de la série post-rift (fig. 11.117b).

La déchirure, avec apparition de croûte océanique dans la partie sud de la mer Rouge intervient au plus tard au Pliocène. Elle est enregistrée par de nombreuses discordances dans les séries sédimentaires plio-pléistocènes, par le soulèvement rapide à plus de 2000 m des épaules africaines et surtout arabiques du rift (intumescence thermique) et par l'émission d'importants volumes de basaltes alcalins, là encore en majorité sur la bordure arabique (fig. 11.117a).

La néocroûte océanique dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 km, apparaît dans l'axe de la partie sud de la mer Rouge. A 1600 m sous l'eau, elle constitue une longue bande étroite (moins de 10 km de largeur) où l'on observe des basaltes tholéitiques en coussins faillés et des petits appareils volcaniques (fig. 11.117c).

La jeune croûte océanique est à l'origine d'anomalies magnétiques caractéristiques, parallèles à un étroit rift axial et symétriques par rapport à ce dernier. Son passage latéral à la croûte continentale, peu « visible » en sismique, demeure mal caractérisé.

Le rift en cours d'océanisation de la mer Rouge, au nord du point chaud de l'Axar, est marqué par une dissymétrie déjà notée dans la distribution du volcanisme contemporain de sa formation et dans le soulèvement plus marqué de son épaule arabique. Dans la partie sud du rift, l'asymétrie apparaît, en plus, dans la géométrie des blocs crustaux faillés qui sont basculés préférentiellement vers le Nord-Est sur les deux marges. Ces faits géologiques conduisent à privilégier un modèle explicatif de l'amincissement lithosphérique et de la déchirure crustale qui fait intervenir une faille de détachement pendant vers le Nord-Est, recoupant la lithosphère dans sa totalité et dont le glissement accompagne la remontée de l'asthénosphère chaude sous le flanc arabique (fig. 11.118 p. 455).

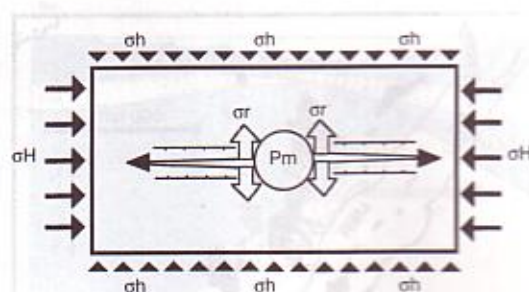


FIGURE 11.116. MODÈLE DE GENÈSE ET DE PROPAGATION D'UNE ZONE EN EXTENSION À PARTIR D'UN CYLINDRE MAGMATIQUE SOUS PRESSION D'ORIGINE MANTELLIQUE. s_H : contrainte horizontale maximale ; s_h : contrainte horizontale minimale ; P_m : pression magmatique dans le cylindre vertical ; σ_r : contraintes tectoniques locales en tension (leurs valeurs décroissent rapidement selon la direction de s_H , depuis un maximum égal à $3s_H - s_h - P_m$ à la périphérie du cylindre) qui permettent la mise en place de dykes selon la direction d'injection du magma indiquées par les flèches, même dans un contexte de forte pression horizontale.

car elles sont bien représentées de part et d'autre de cet océan (à l'exception des arcs des Petites Antilles et des Antilles Australes) où elles sont explorées et étudiées pour la recherche et l'exploitation d'hydrocarbures.

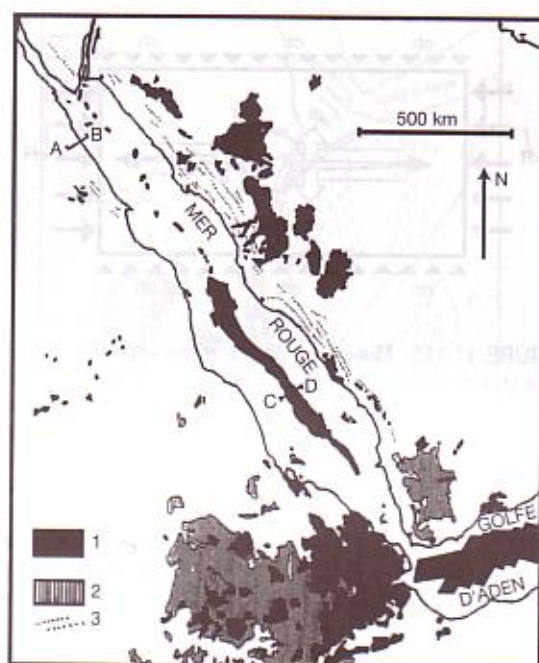
a - La marge atlantique au nord du golfe de Gascogne

Entre les côtes armoricaines et cantabriques s'étend le golfe de Gascogne dans lequel se termine un bassin océanique profond : la plaine abyssale de Biscaye. Ses bordures sont différentes. Au nord-est, la marge armoricaine, large de plusieurs centaines de kilomètres, présente un plateau continental développé et un talus qui s'approfondit en une succession de marches d'escaliers. Au sud, la marge cantabrique bordée par la chaîne pyrénéo-cantabrique est, au contraire, étroite et affectée de failles chevauchantes en direction du nord. La nature océanique de la lithosphère sous la plaine de Biscaye est attestée par divers caractères : présence d'anomalies magnétiques disposées en bandes, vitesses sismiques, minceur de la croûte...

L'espace triangulaire de croûte océanique (nommé parfois *sphénoclasme*) du golfe de Gascogne est apparu avec l'ouverture de la partie de l'Atlantique située entre Terre-Neuve et la péninsule ibérique. Cette ouverture à l'intérieur du continent laurasien qui a débuté à la fin du Crétacé inférieur (Aptien, 110 Ma) s'est poursuivie jusqu'au Crétacé supérieur (Campanien, 75 Ma) alors que le bloc ibérique subissait un glissement sénestre avec rotation antihoraire par rapport à l'Europe, le long d'une faille transformante

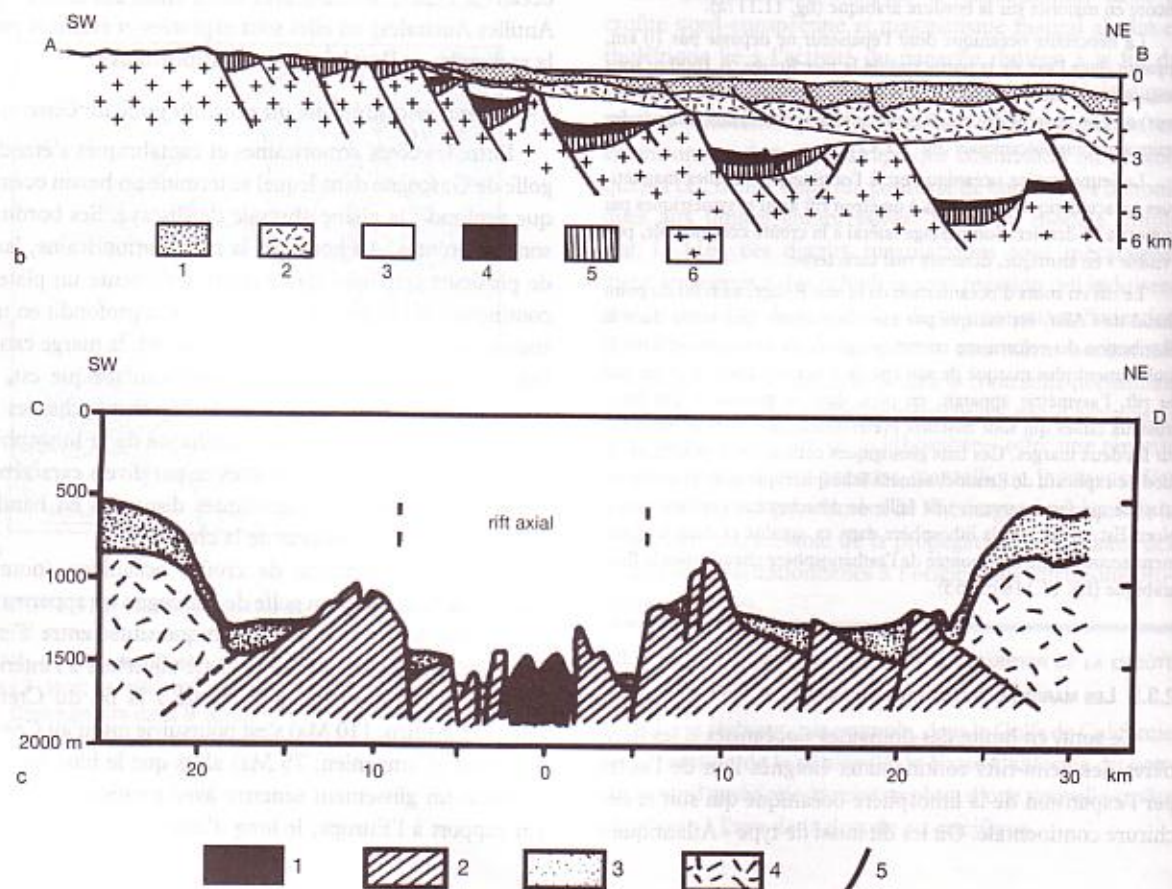
2.3.3 LES MARGES CONTINENTALES PASSIVES

Ce sont, en limite des domaines « océanisés », les héritiers des demi-rifts continentaux éloignés l'un de l'autre par l'expansion de la lithosphère océanique qui suit la déchirure continentale. On les dit aussi de type « Atlantique »



a

FIGURE 11.117. L'APPARITION DE LA CROÛTE OCÉANIQUE DANS LE FOSSÉ DE LA MER ROUGE. a : Le volcanisme cénozoïque lié au point chaud de l'Afar et au rift de la mer Rouge. 1 : volcanisme alcalin à tholéitique récent (- 5 Ma) à actuel, contemporain du début de l'océanisation dans la partie sud de la mer Rouge. 2 et 3 : volcanisme alcalin lié à la formation du rift initial (- 30 à - 10 Ma) avec 2 : trapps de l'Afar et du Yémen et 3 : dykes de basaltes et de grabbos en rive orientale de la mer Rouge. Noter, au nord du point chaud de l'Afar, la dissymétrie de répartition du volcanisme lié au rifting et à l'océanisation en cours de la mer Rouge. b : coupe du haut de la marge ouest de la mer Rouge (AB : voir situation sur carte a) ; 1 : Plio-quaternaire ; 2 : évaporites de la fin du Miocène ; 3 : Miocène moyen ; 4 : Oligocène ; 5 : formation sédimentaires anté-oligocène ; 6 : socle. c : le rift axial de la partie sud de la mer Rouge avec 1 : basaltes océaniques très récents (moins de 0,3 Ma) ; 2 : basaltes plus anciens (0,3 à 3 Ma) ; 3 : sédiments plio-quaternaires ; 4 : évaporites du Miocène supérieur ; 5 : failles.



passant par l'actuelle zone nord pyrénéenne (fig. 11.119).
De cette manière, deux marges passives ont pris naissance,
au nord-est et au sud-ouest du golfe de Gascogne, durant
le Crétacé inférieur : l'une d'elle, au large des côtes armoricaines, est restée en l'état ; l'autre a été réactivée en zone
de subduction lors de la convergence Ibérie-Europe qui
est manifestée principalement de la fin du Crétacé supérieur
jusqu'à la formation de la chaîne pyrénéo-cantabrique, à
l'Éocène supérieur (40 Ma).

La marge passive atlantique, au nord du golfe de Gascogne, a été
studée (bathymétrie, sismique, dragage, forage, observation directe
de sous-marin) dans les secteurs de l'Éperon de Goban et des Entrées
de la Manche (fig. 11.120a p. 456). Le plateau continental (son
bord ne dépasse pas 200 m de profondeur) domine un talus en pente
faible (6°), large d'une centaine de kilomètres, à la morphologie contrôlée
par les ressauts de failles normales (car peu « empâtée » par une
couverture sédimentaire réduite) et par l'entaille de nombreux canyons
sous marins. Au delà de - 3 500 m, un glacis de près de 100 km
large, conduit à la plaine abyssale (- 4 500 m) installée sur la croûte
océanique.

La structure superficielle, caractéristique d'une marge passive,
apparaît sur les coupes géologiques construites à partir de profils sismiques
(fig. 11.120c). En particulier, on reconnaît dans la couverture
sédimentaire qui surmonte le socle continental faillé :

- une série anté-rift du Jurassique-Crétacé basal, basculée avec les blocs faillés ;
- une série syn-rift du Crétacé inférieur dont la disposition en éventail témoigne d'un dépôt contemporain de la rotation des blocs crustaux et qui s'achève à l'Aptien supérieur ;
- une série post-rift (Crétacé supérieur à Actuel) déposée, après la tectonique distensive, sur les formations les plus variées (en concordance dans les demi-grabens, en discordance sur la crête des blocs) de la croûte continentale et sur la croûte océanique de la plaine abyssale.

Ces séries ont enregistré l'histoire de la marge, depuis le rifting du
continent jusqu'à son enfouissement par subsidence après l'apparition
de la croûte océanique à la fin du Crétacé inférieur. On considère, en
particulier, que l'arrêt de la distension de la croûte continentale (et
l'arrêt des mouvements sur les failles normales) intervient avec le
début de la formation de la croûte océanique. La sédimentation post-
orogénique accompagne et suit la subsidence par détumescence thermique due
au refroidissement de la marge.

La structure profonde de la marge, au nord du golfe de Gascogne,
connue grâce aux campagnes de sismique marine. Tout d'abord,
l'extrémité du plateau continental à la limite avec la croûte océanique,

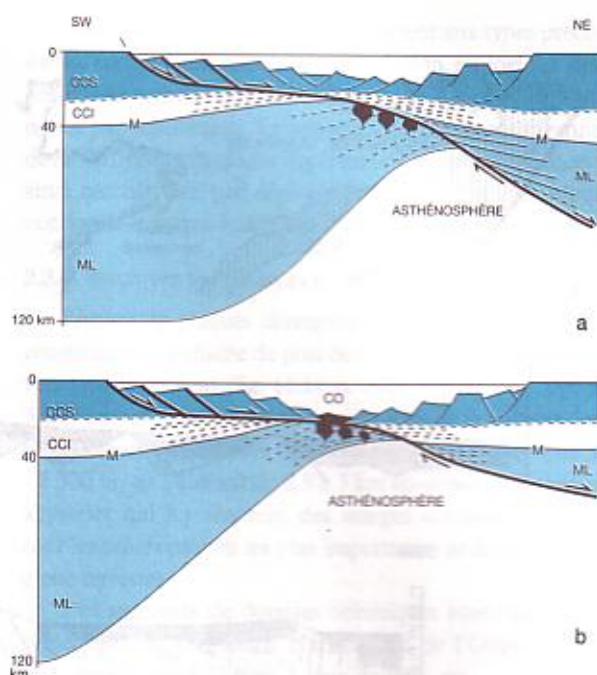


FIGURE 11.118. MODÈLE DE DÉCHIRURE DE LA CROÛTE CONTINENTALE PAR CISAILEMENT SIMPLE APPLICABLE À L'OUVERTURE DE LA MER ROUGE.

Le glissement sur la « faille de détachement » qui recoupe l'ensemble de la lithosphère et plonge vers le Nord-Est, introduit un amincissement lithosphérique dissymétrique avec remontée asthénosphérique sous le bord nord-est du fossé. Ce dispositif permet d'expliquer, entre autres, la plus grande quantité d'émissions volcaniques contemporaines qu'on y rencontre. a : Stade rift (de -30 à -15 Ma pour la mer Rouge) ; b : Stade de déchirure et de début d'océanisation (de -5 Ma, au moins, à l'actuel pour le Sud de la mer Rouge). CCI : croûte continentale inférieure ; CCS : croûte continentale supérieure ; CO : croûte océanique ; M : Moho ; ML : Manteau lithosphérique. Les formations sédimentaires et volcaniques autres que celles participant à la simple création de la nouvelle croûte océanique ne sont pas représentées.

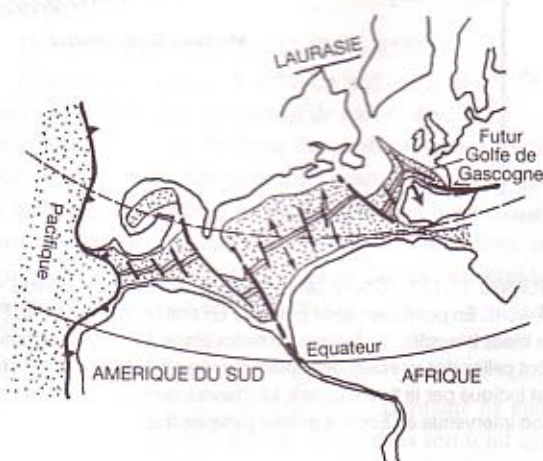
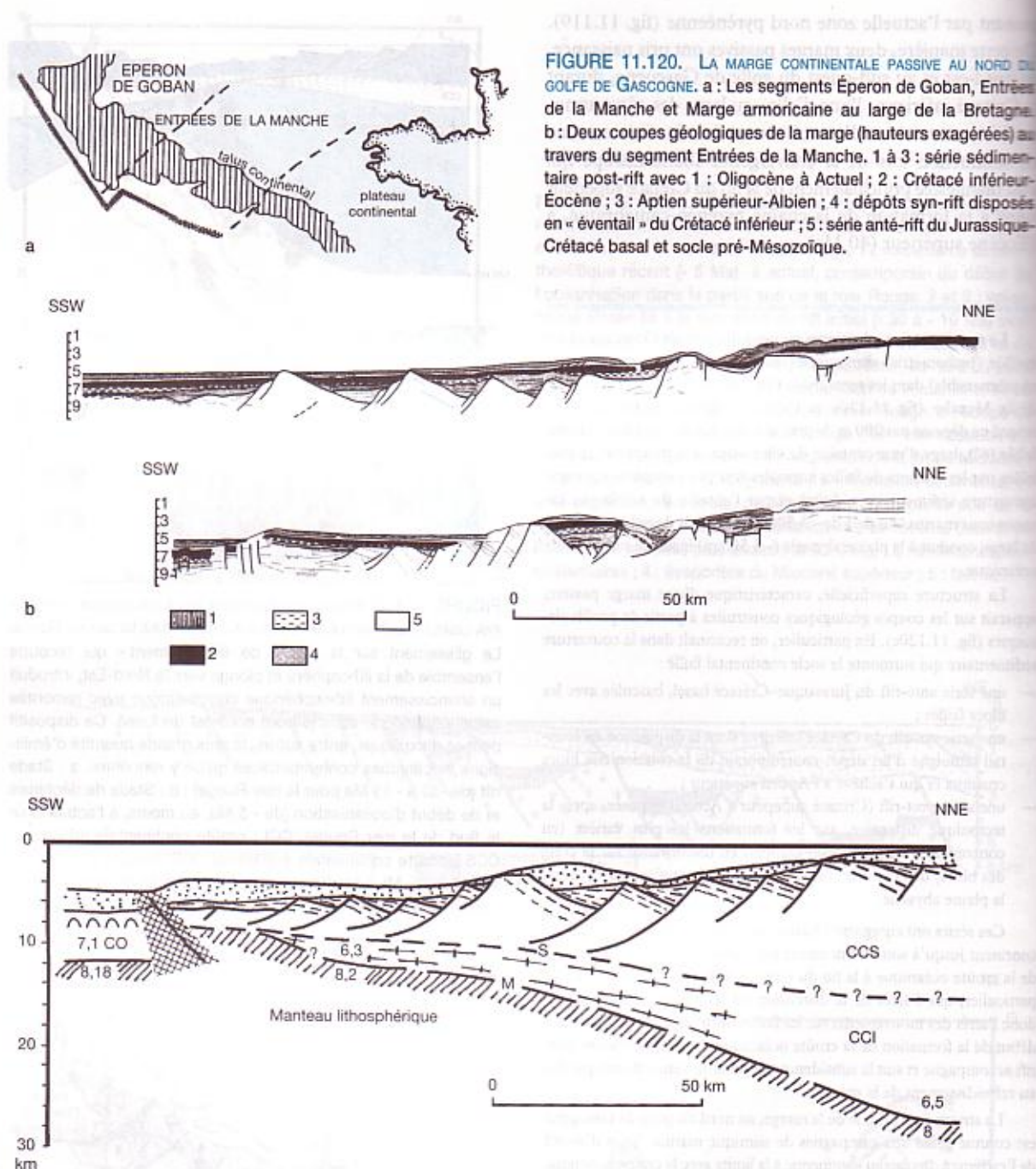


FIGURE 11.119. SCHÉMA DU CONTEXTE GÉODYNAMIQUE GLOBAL DE L'OUVERTURE OcéANIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE À LA FIN DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR (~100 Ma). En gris : la croûte océanique.



la croûte continentale subit un amincissement remarquable, la profondeur du Moho passant de - 30 à - 12 km (fig. 11.121). Par ailleurs, un réflecteur S, intracrustal, apparaît sur les enregistrements, au bas de la marge, sous les blocs basculés. Il a été interprété comme un horizon de découplage à la limite entre la croûte supérieure fragile (dans laquelle l'extension est accommodée par le jeu des failles listriques qui se couchent sur cette surface) et la croûte inférieure ductile (où l'étirement se fait par fluage). Le découplage a vraisemblablement fonctionné durant le Crétacé inférieur, au cours du rifting.

Cependant, d'autres relations ont pu être observées. Par exemple, au pied de la marge ibérique (secteur du banc de Galice) sous les blocs faillés de croûte continentale supérieure, des péridotites serpentinisées du manteau lithosphérique apparaissent. On interprète cette relation comme la conséquence de l'étirement, lequel, en faisant disparaître totalement la croûte continentale inférieure, entraîne la mise à nu du manteau lithosphérique ou sa mise en contact directe avec la croûte continentale supérieure, au moment de la déchirure crustale.

b - Les divers types de marges passives

Le rifting initial, puis la sédimentation, sont sous le contrôle de plusieurs modalités. Il en résulte des marges passives de divers types.

Dans le cas de *marges de coulissement*, la limite entre la croûte continentale et la croûte océanique est une faille transformante, ou un décrochement. Le long de la plus grande partie de cette limite, la croûte continentale reste normale : elle ne présente ni amincissement, ni structures en blocs basculés. Par ailleurs, les anomalies magnétiques liées à la croûte océanique adjacente, buttent sub-perpendiculairement contre la marge, au lieu d'être disposées parallèlement à la limite. La marge atlantique du Ghana et de la Côte d'Ivoire, au nord du golfe de Guinée, en est l'exemple classique.

Dans le cas des marges nord atlantiques formées au Tertiaire (marge norvégienne en particulier), une puissante accumulation de roches magmatiques (plus de 10 km de basaltes surmontant plus de 7 km de roches denses, probablement des gabbros) est présente à la transition croûte continentale amincie - croûte océanique. On parle dans ce cas de *marges passives volcaniques*, en sous-entendant que le rifting et l'ouverture océanique se produisent à la verticale d'un point chaud (celui d'Islande dans le cas cité).

En fonction de l'accumulation sédimentaire, on distingue des *marges maigres* (série sédimentaire de moins de 4 km d'épaisseur) et des *marges grasses* ou *nourries* (plus de 4 km). La marge atlantique, au nord du golfe de Gascogne, est un exemple de marge maigre ; sa morphologie en marches d'escaliers est contrôlée par la structure en blocs faillés basculés. Dans le cas de marges grasses à morphologie « lissée » par l'envoyage sédimentaire, la forte accumulation de sédiments est liée à l'importance des apports terrigènes (débouchés des grands fleuves : Amazone, Congo...) ou à l'installation de barrières ou de plates-formes récifales (Blake Plateau au large de la Floride).

Des marges passives qui se rapportent aux types précédents, sont reconstituées dans l'évolution géologique des chaînes de collision apparues à la suite de la fermeture d'un océan par subduction. La *marge passive fossile européenne* de la Téthys au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, est ainsi reconstruite par dépliage des structures des Alpes occidentales franco-italiennes (fig. 11.105 p. 445).

2.3.4 STRUCTURE DES DORSALES ET EXPANSION OCÉANIQUE

Limites de plaques divergentes, les *dorsales océaniques* constituent une chaîne de plus de 60 000 km de long à travers tous les océans (fig. 11.14 p. 398). Grandes de 1 000 à 3 000 km, elles occupent environ le tiers de la surface des fonds océaniques. Leurs crêtes culminent en moyenne à - 2 500 m, en s'élevant de 2,5 à 3 km au-dessus des plaines abyssales qui les séparent des marges continentales. Ce sont les reliefs positifs les plus importants de la surface du globe terrestre.

Des segments de dorsales océaniques sont également présents dans les bassins d'arrière-arc de l'Ouest-Pacifique : bassin Nord-Fidjien, bassin de Lau, etc.

La direction générale d'une dorsale océanique n'est pas toujours perpendiculaire à la direction de déplacement divergent sur la limite des plaques (fig. 11.38 p. 413). Seules les failles transformantes qui brisent leur continuité, sont caractéristiques des directions d'écartement des plaques lithosphériques en présence (fig. 11.36 p. 411 et fig. 11.37 p. 412).

a - Morphostructure transversale des dorsales et taux d'expansion océanique

La morphologie d'une dorsale dépend de la vitesse d'écartement moyenne des plaques à leurs limites, laquelle varie selon les segments de dorsale et les océans de 1,5 cm/an (sud de la mer Rouge) à plus de 16 cm/an (dorsale est-Pacifique).

De manière générale (fig. 11.122 p. 458) :

- les *dorsales rapides* (9 à 16 cm/an), sont plus larges (jusqu'à 3 000 km) et présentent de part et d'autre de leur partie axiale en forme de dôme des pentes faibles. L'explication réside dans le fait qu'à une distance donnée de l'axe de la dorsale, le matériel lithosphérique créé à cet axe est plus jeune et plus chaud ; sa profondeur d'équilibre est donc plus faible. Le plus grand volume des dorsales rapides est essentiellement un effet thermique.

- les *dorsales lentes* (1 à 5 cm/an) sont plus étroites et présentent typiquement une vallée axiale bordée de failles normales (il s'agit d'un rift) large d'une trentaine de kilomètres et profonde de 1 à 2 km. C'est dans son fond que se manifeste pour l'essentiel l'accrétion de la néo-croûte océanique.

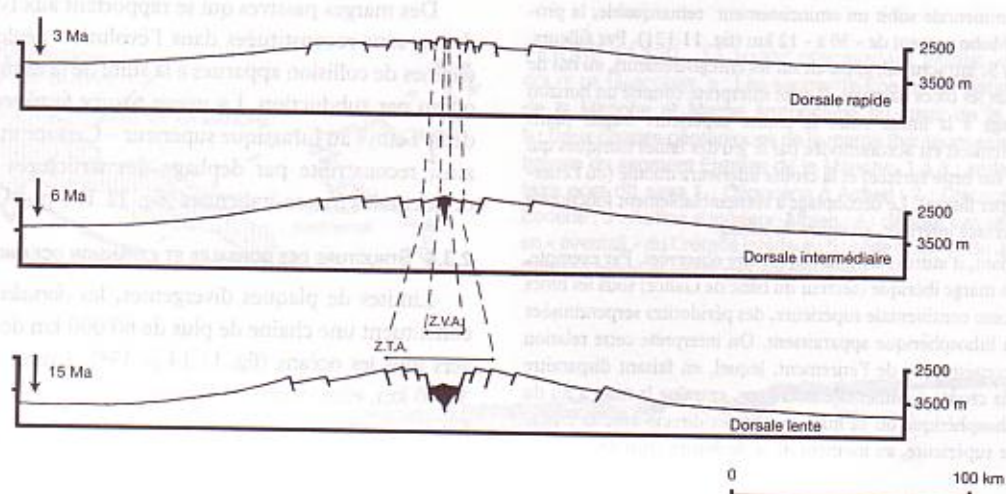


FIGURE 11.122. PROFILS (AVEC FORTE EXAGÉRATION DE L'ÉCHELLE VERTICALE) À TRAVERS TROIS DORSALES : rapide (dorsale de l'Est-Pacifique à 3° S), intermédiaire (dorsale de l'Est-Pacifique à 21° N) et lente (dorsale médio-atlantique à 37° N) soulignant l'influence du taux d'accrétion, de la vitesse d'écartement et de l'effet thermique liés. Noter l'augmentation de largeur de la zone volcanique active (ZVA) et de la zone tectonique active (ZTA) à l'axe d'une dorsale lente.

Entre ces deux types extrêmes, les dorsales au taux d'écartement compris entre 5 et 9 cm/an sont dites « intermédiaires ». Elle présentent généralement à leur sommet un plateau axial.

Les structures caractéristiques des dorsales sont des failles normales, le plus souvent parallèles à leurs axes, et des fentes de traction. Elles sont créées près de l'axe et transportées, en évoluant plus ou moins, de part et d'autre. La largeur de la partie tectonique active, où les failles en création jouent (sismicité) est inférieure à la trentaine de kilomètres dans le cas d'une dorsale lente ; elle se réduit à quelques kilomètres dans celui d'une dorsale rapide où la limite de plaque est ainsi mieux définie.

Dans le cas des dorsales lentes, les failles bordières du rift sont à regard interne (vers l'axe de la vallée). Des failles à regard externe apparaissent sur les flancs où elles accompagnent l'approfondissement du toit de la croûte océanique. Sur les dorsales rapides, par différence, on ne note pas de polarité particulière dans la distribution des failles normales ; elles sont à l'origine de kists et grabens de largeur kilométrique qui sont transportés passivement sur les flancs.

La morphologie à l'axe des dorsales est contrôlée par un cycle volcano-tectonique résultant du fait, qu'en un endroit donné, les processus magmatiques des dorsales (traduits en particulier par les émissions volcaniques) sont intermittents et brefs, alors que l'extension liée à la divergence est continue. Sur les dorsales rapides, où un cycle se déroule durant environ 50 000 ans, la durée de la période volcanique est égale à celle de la période uniquement tecto-

nique (le domaine axial se présente dans ce cas sous forme de plateau) ou supérieure (l'axe de la dorsale est alors en forme de dôme). Sur les dorsales lentes, où un cycle dure de 0,7 à 1 Ma, la période purement tectonique est bien plus longue que l'épisode volcanique (0,25 à 0,5 Ma) ce que traduit la morphostructure en graben, bien exprimée à leur axe.

b – Morphostructure longitudinale : la segmentation des dorsales

b₁ – Segmentation de premier ordre par les failles transformantes

L'axe de la dorsale est brisé et décalé par les failles transformantes (cahier couleur et fig. 11.32 p. 409).

De part et d'autre de celles-ci, la profondeur du plancher océanique des deux plaques en vis-à-vis n'est pas la même (fig. 11.2 p. 387 et fig. 11.32). Ceci est dû au fait que ces failles juxtaposent des lithosphères d'âges différents, donc d'états thermiques différents et donc de niveaux d'équilibre isostatiques différents.

Seule la partie de la faille transformante décalée de l'axe de la dorsale est tectoniquement active (décrochement, sismicité) à la frontière entre deux plaques coulissantes ; sa longueur varie de la dizaine à la centaine de kilomètres. Au-delà des deux extrémités, la zone de fracture qui est une structure inactive, se prolonge dans l'une et l'autre des plaques divergentes (sur plus de 4 000 km dans l'océan Pacifique).

Les parties transformantes sont des vallées, larges de quelques kilomètres, dont le fond se situe en moyenne

2 000 m plus bas que les épaules des plaques bordières. Elles présentent des morphostructures qui témoignent d'états de déformation variables d'une transformante à l'autre : murs de failles parallèles à la direction de déplacement relatif dans le cas de transformante en coulissage pur ; rides et dépressions obliques en alternance, avec parfois quelques manifestations volcaniques des transformantes de type transensif ; rides de pression obliques des transformantes de type transpressif.

b₂. Segmentations d'ordres supérieurs

Dans le cas d'une dorsale rapide, comme la dorsale est-Pacifique entre les plaques Pacifique et Cocos (fig. 11.123a), le levé bathymétrique détaillé (fig. 11.123b) révèle, dans chaque partie comprise entre deux failles transformantes (fig. 11.124 p. 460) :

- une segmentation de second ordre définie par des rejets d'axe de 3 à 5 km aux endroits des dorsales en recouvrement ou OSC (« *Overlapping Spreading Center* »). Ce sont des discontinuités non rigides et temporaires que caractérisent des approfondissements locaux de quelques centaines de mètres et leur évolution dans le temps : l'extrémité de l'un des segments progresse vers l'autre jusqu'à le rejoindre, faisant ainsi disparaître la discontinuité.
- une segmentation de troisième ordre définie par des OSC à rejets latéraux plus faibles (0,5 à 3 km) et dépressions de quelques dizaines de mètres.
- une segmentation de quatrième ordre caractérisée essentiellement par des changements de direction de l'axe, de quelques degrés.

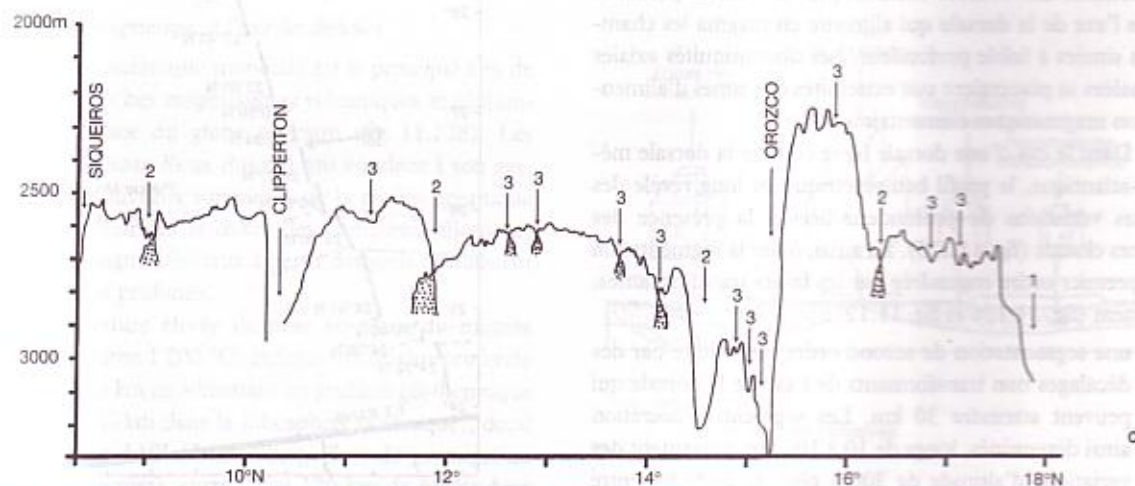
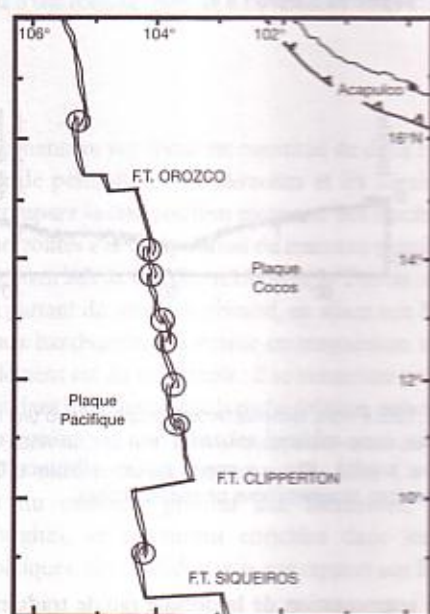
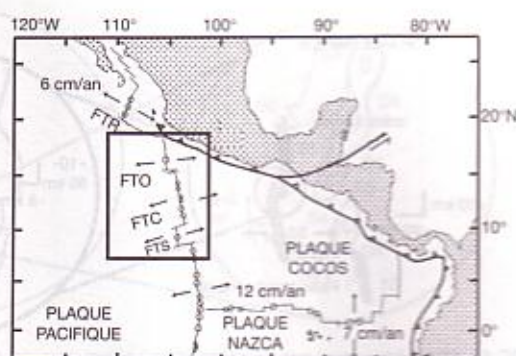


FIGURE 11.123. LA SEGMENTATION DE LA DORSALE EST-PACIFIQUE ENTRE 9° ET 18° N.

a : situation géographique. b : segmentation de premier ordre par les failles transformantes et de second ordre par les OSC (« *Overlapping Spreading Center* ») encadrés. c : Profil bathymétrique longitudinal (échelle des profondeurs très exagérée) situant les limites des segments de 1^{er}, 2^{ème} et 3^{ème} ordre parfois en recouvrement (parties en gris).

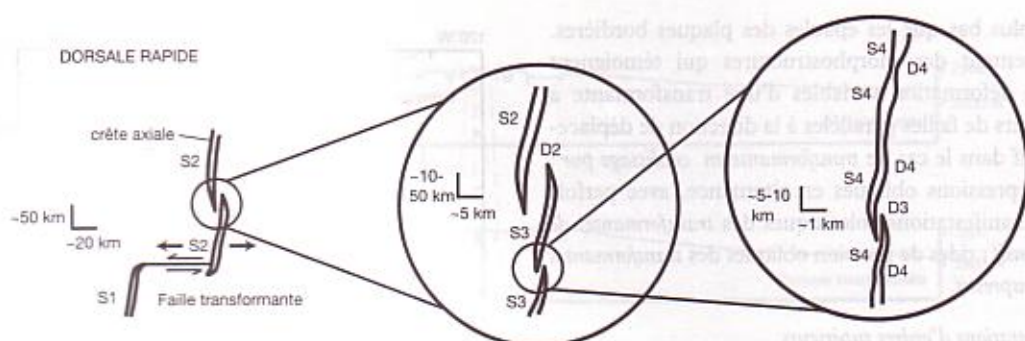


FIGURE 11.124. HIERARCHIE DES DISCONTINUITÉS LONGITUDINALES LE LONG DE L'AXE D'UNE DORSALE RAPIDE. D_1 à D_4 : discontinuités d'ordre à 4. S_1 à S_4 : segments d'ordre 1 à 4.

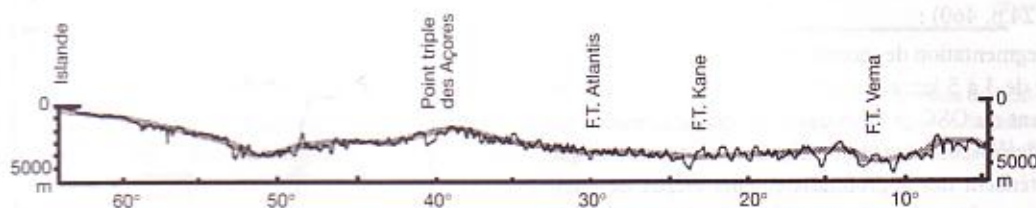


FIGURE 11.125. PROFIL BATHYMETRIQUE LONGITUDINAL D'UNE PARTIE DE LA DORSALE MÉDIO-ATLANTIQUE MARQUÉ PAR LES GRANDES ONDULATIONS (LIGNE GRISÉE) LIÉES AUX POINTS CHAUDS D'ISLANDE ET DES AÇORES ET PAR DES SEGMENTATIONS À DIVERS ORDRES.

Cette segmentation de la dorsale rapide traduirait la répartition des sources mantelliques de fusion partielles sous l'axe de la dorsale qui alimente en magma les chambres situées à faible profondeur. Les discontinuités axiales signalées se placeraient aux extrémités des zones d'alimentation magmatiques élémentaires.

Dans le cas d'une dorsale lente comme la dorsale médio-atlantique, le profil bathymétrique en long révèle des fortes variations de profondeur liées à la présence des points chauds (fig. 11.125). Là aussi, outre la segmentation de premier ordre engendrée par les failles transformantes, existent (fig. 11.126 et fig. 11.127) :

- une segmentation de second ordre, introduite par des décalages non transformants de l'axe de la dorsale qui peuvent atteindre 30 km. Les segments d'accrétion ainsi déterminés, longs de 10 à 100 km, présentent des variations d'altitude de 300 à plus de 2000 m, entre leurs points les plus élevés et leurs points les plus bas situés sur les discontinuités.

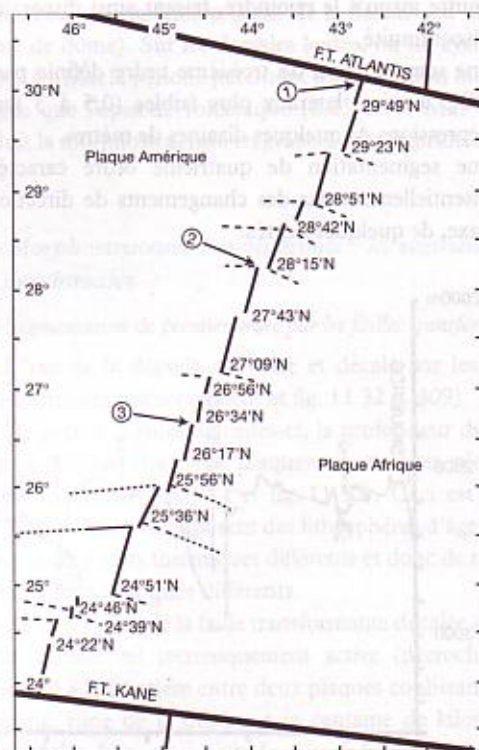


FIGURE 11.126. SEGMENTATION DE L'AXE DE LA DORSALE MÉDIO-ATLANTIQUE ENTRE LES FAILLES TRANSFORMANTES ATLANTIS ET KANE. 1 à 3 : limites de segments d'ordre 1 à 3.

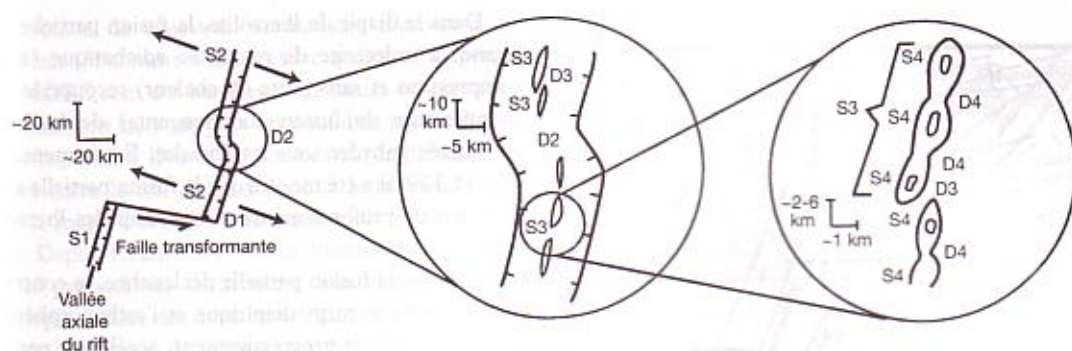


FIGURE 11.127. HIÉRARCHIE DES DISCONTINUITÉS LONGITUDINALES LE LONG DE L'AXE D'UNE DORSALE LENTE. D₁ à D₄ : discontinuités d'ordre 1 à 4. S₁ à S₄ : segments d'ordre 1 à 4.

des segmentations de troisième et quatrième ordres introduites par des décalages de l'axe moins importants et par des dépressions entre les centres volcaniques axiaux.

Cette segmentation de la dorsale médio-atlantique est également interprétée en reliant à la partie centrale de chaque segment une remontée mantellique et ceci à toutes les échelles : échelle du point chaud avec alimentation volumineuse à partir du manteau profond ; échelle du segment de premier ordre avec remontée asthénosphérique entre les failles transformantes et échelle des segments d'accrétion de second et troisième ordres où les événements magmatiques seraient liés à la fusion par décompression de parties asthénosphériques locales, remontées par diapirisme.

Genèse et évolution de la lithosphère océanique

L'activité magmatique à l'axe des dorsales

La dorsale océanique mondiale est le principal lieu de formation de roches magmatiques volcaniques et plutoniques à la surface du globe terrestre (fig. 11.128). Les MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts) mis en place à son axe, constituent les niveaux supérieurs de la croûte océanique (coulées sous-marines et dykes des complexes filoniens) ainsi que les magmas initiaux à partir desquels cristallisent les gabbros plus profonds.

La température élevée de mise en place du magma basaltique (environ 1 200 °C) indique son origine profonde (supérieure à 60 km en admettant un gradient géothermique moyen de 20 °C/km dans la lithosphère océanique), donc mantellique. La LVZ (Low Velocity Zone de propagation des ondes sismiques), entre 70 et 120 km de profondeur dans le manteau supérieur asthénosphérique, est très vraisemblablement la source principale du magma.

Le manteau supérieur est constitué de deux types principaux de péridotites : les *lherzolites* et les *harzburgites*. Si l'on compare la composition moyenne des harzburgites et des lherzolites à la composition du manteau primitif (formé initialement lors de la différenciation de la Terre), on constate qu'en partant du manteau primitif, en allant aux lherzolites, puis aux harzburgites, la teneur en magnésium augmente. Cet élément est dit *compatible* : il se concentre préférentiellement dans les minéraux de la roche (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène) et non dans les liquides en équilibre avec eux. Par différence, les teneurs en Si, Al et Ca qui diminuent du manteau primitif aux lherzolites, puis aux harzburgites, se retrouvent enrichies dans les liquides magmatiques. On en déduit que, par rapport aux lherzolites,

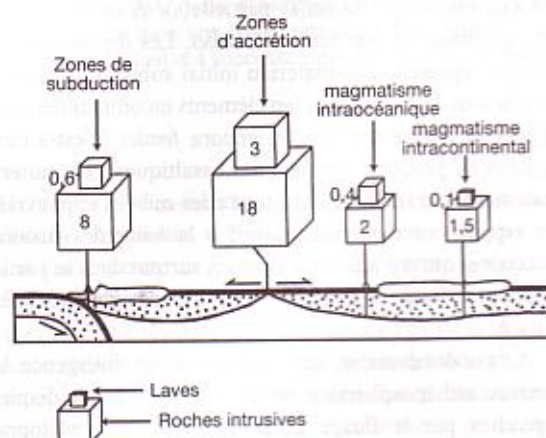


FIGURE 11.128. REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DE LA PRODUCTION ANNUELLE (ÉVALUÉE EN KM³) DES PRINCIPALES PROVINCES MAGMATIQUES À LA SURFACE DU GLOBE.

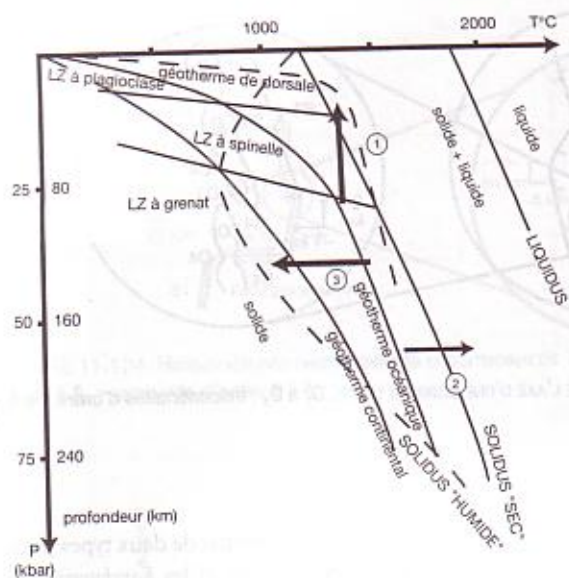


FIGURE 11.129. CONDITIONS EXPÉRIMENTALES DE FUSION DES LHERZOLITES DU MANTEAU SUPÉRIEUR. Le géotherme continental et le géotherme océanique ne recoupent pas le solidus de la lherzélite à sec : il n'y a pas fusion. La fusion partielle se produit quand (flèches) 1 : une remontée diapirique (dorsales océaniques) ; 2 : la température est anormalement élevée (points chauds) ; 3 : la présence d'eau déplace le solidus vers des températures plus basses (zone de subduction). Dans le domaine solide, les droites faiblement inclinées séparent les champs de stabilité des lherzolites (Lz) à grenat (aux fortes pressions), à spinelle et à plagioclase (aux faibles pressions).

les harzburgites sont des péridotites appauvries en éléments incompatibles (autrement dit, enrichies en éléments compatibles) par extraction de liquide magmatique à la suite d'une (ou plusieurs) fusion(s) partielle(s). À ce titre, elles sont qualifiées de *péridotites résiduelles*. Les lherzolites qui peuvent représenter le matériau initial subissant de telles fusions sont dites enrichies (en éléments incompatibles, par rapport aux harzburgites) ou encore *fertiles* (c'est-à-dire capables de produire des magmas basaltiques). On notera finalement que les lherzolites sont elles-mêmes appauvries par rapport au manteau primitif à la suite des fusions successives qui ont affecté ce dernier, surtout dans sa partie supérieure, depuis le début de l'histoire de la planète différenciée.

À l'axe des dorsales, dans un contexte en divergence, le manteau asthénosphérique remonte sous forme de diapirs engendrés par le fluage horizontal de cette enveloppe plastique, et/ou, dans le cas d'un point chaud, par l'introduction locale d'un contraste de densité. Les xénolites de péridotites renfermés dans les MORB indiquent que les remontées diapiriques impliquent généralement une lherzélite fertile.

Dans le diapir de lherzélite, la fusion partielle débute quand la trajectoire de remontée adiabatique (avec décompression et sans perte de chaleur) recoupe le solidus (température de fusion commençante) de la lherzélite considérée anhydre sous les dorsales. Expérimentalement (fig. 11.129) il a été montré que la fusion partielle s'initiait à 75 km de profondeur, dans le champ des lherzolites à grenat.

Une fois la fusion partielle déclenchée, le contraste de densité entre le corps diapirique et l'asthénosphère environnante s'accroît progressivement, accélérant par conséquence la montée au cours de laquelle se produit l'extraction du magma basaltique. Celui-ci est d'abord (entre 60 et 50 km de profondeur) collecté par un réseau interconnecté de veines orientées majoritairement selon les fractures de traction guidées par le fluage du résidu solide, puis par la fracturation hydraulique (= magmatique) du toit péridotitique du diapir. Les fractures se propagent vers le haut ; le magma est extrait du système et conduit vers les chambres d'accrétion.

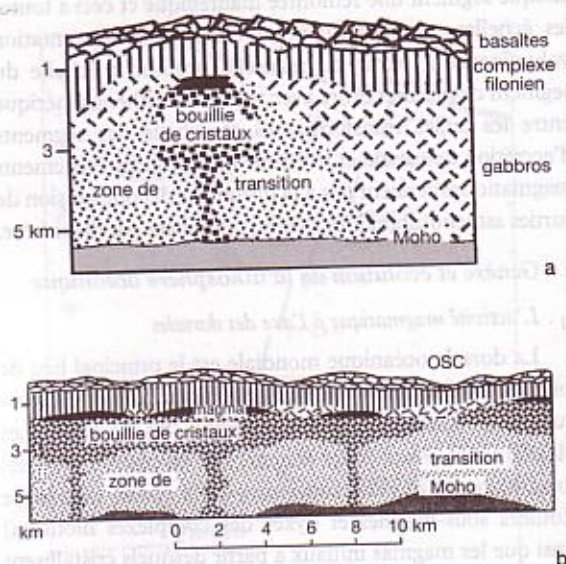


FIGURE 11.130. COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTATIVES. (a : transversale ; b : longitudinale selon l'axe) d'une dorsale rapide intégrant les données de la géophysique. Selon ce modèle, le corps purement magmatique est réduit à un sill situé à faible profondeur sous l'axe de la dorsale. Le liquide de ce sill alimente, par l'intermédiaire des dykes qui en partent (et qui sont à l'origine du complexe filonien) les épanchements basaltiques en surface. Sur le profil b, on remarque que chacun des sills est interrompu à la verticale des discontinuités axiales marquées dans la morphologie.

L'existence de *chambres magmatiques d'accrétion* est apparue très tôt comme une nécessité quand on s'aperçut que les MORB sont des basaltes tholéitiques évolués dont les compositions ne sont plus en équilibre avec celle du manteau supérieur. Dès 1970, on postula la présence de réservoirs entre le toit de la dorsale et le manteau, dans lesquels le magma évolue par cristallisation fractionnée et refroidit. Depuis les années 1980, les données de la sismique et de la gravimétrie, confrontées aux données de la morphologie précise des dorsales (cf. supra) ont permis de confirmer l'existence de telles chambres et d'en préciser leurs tailles et leur morphologie.

Dans le cas de dorsales rapides, et plus précisément dans le cas de la dorsale est-pacifique entre 9° et 13° N (fig. 11.123 p. 459), il a pu être proposé, sur la base de données géophysiques, qu'à 1,5 km sous le plancher océanique et à l'axe de la dorsale existe une lentille de magma liquide mince (quelques centaines de mètres d'épaisseur), étroite (1 à 2 km) et longue de plusieurs dizaines de kilomètres qui ne s'interrompt qu'aux endroits des discontinuités signalées par la morphologie. Cette lentille surmonte une zone de faibles vitesses sismiques (par rapport à la couche 3 normale) de forme transversale triangulaire (environ 10 km de largeur au Moho) dans laquelle les vitesses les plus basses ($V_p < 5$ km/s) caractérisent une partie étroite (≈ 2 km de largeur) sous l'axe de la dorsale. On l'interprète comme une poche de « bouillie de cristaux » qu'entoure une zone de transition où la croûte déjà consolidée renferme encore des poches isolées de magma. La zone de faibles vitesses est plus continue longitudinalement que les lentilles magmatiques ; elle n'est interrompue qu'au niveau des OSC (fig. 11.130).

Dans le cas des dorsales lentes, comme la dorsale médio-atlantique, les études géophysiques apportent des données différentes. Elles indiquent que l'existence de chambres magmatiques, à l'image de celles de la dorsale est-pacifique, paraît exclue. Sous le rift axial de la dorsale, la croûte refroidie conserve un comportement cassant jusqu'au Moho (présence de foyers sismiques jusqu'à 8 km de profondeur sous le plancher océanique). Cependant, sous certains segments et plus précisément sous des hauts topographiques de ceux-ci, des vitesses crustales plus faibles ont été repérées qui marqueraient des endroits limités de remontée magmatique sous la partie centrale de segments de la dorsale (fig. 11.131).

Ces modèles les plus récents des chambres d'accrétion océaniques qui intègrent les données de la géophysique, de la morphostructure et de la géologie obtenues sur les deux grands types de dorsales, s'accordent avec les informations pétrostructurales recueillies sur les deux types d'ophiolites

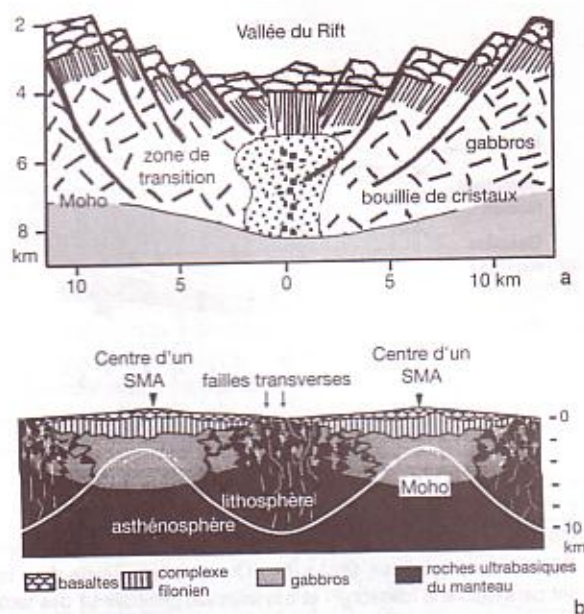


FIGURE 11.131. COUPES GÉOLOGQUES INTERPRÉTATIVES DE LA STRUCTURE À L'AXE D'UNE DORSALE LENTE, INTÉGRANT LES DONNÉES DE LA GÉOPHYSIQUE. a : coupe transversale sous la vallée axiale du rift, sur laquelle ne figure pas de chambre de magma purement liquide et où est représenté un corps de bouillie de cristaux, de dimension limitée, à l'origine des corps intrusifs qui, en cristallisant, engendrent une croûte océanique hétérogène. Les émissions volcaniques espacées dans le temps, sont probablement associées à des venues intermittentes de magmas issus du manteau. b : coupe longitudinale selon l'axe et à travers deux segments magmatiques d'accrétion (SMA), sur laquelle les extrémités des segments surmontent une lithosphère épaisse, froide et cassante où la croûte océanique est mince et discontinue (manteau à l'affleurement) avec le Moho sismique à 4 km. Par différence, sous les parties centrales des SMA, mieux alimentées en magma, la lithosphère est plus mince avec une croûte océanique plus épaisse (Moho lithologique à 6 km) et à succession pétrographique « normale ».

HOT et LOT déjà signalés (cf. p. 391). La chambre d'accrétion de l'ophiolite d'Oman, telle qu'on la reconstitue aujourd'hui avec sa forme en « toit de tente », s'accorde correctement avec le modèle tiré des études océanographiques, si l'on considère que seul l'apex étroit de la chambre renferme le magma liquide et que sa plus grande partie est occupée par la « bouillie à cristaux ». Les gabbros massifs cristallisés au toit de la chambre constituent une couche mince dans laquelle s'enracine le complexe filonien. L'essentiel des cumuls gabbroïques lités cristallise dans la partie supérieure de la chambre. Leur litage est hérité d'une déformation plastique induite par la traction exercée

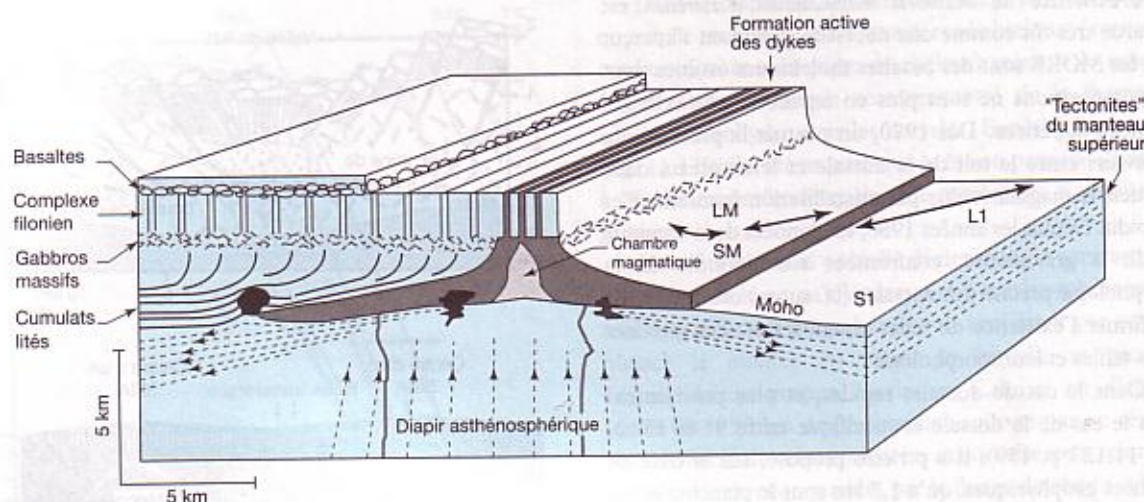


FIGURE 11.132. MODÈLE DE FONCTIONNEMENT D'UNE CHAMBRE MAGMATIQUE D'ACCÉSSION EN FORME DE TENTE QUI TIEND COMPTE DES DONNÉES STRUCTURALES TIRÉES DE L'OPHIOLITE D'OMAN. Commentaire dans le texte. Le litage magmatique SM et la linéation LM dans les gabbros sont parallèles à la foliation S1 et à la linéation minérale L1 des tectonites du manteau lithosphérique.

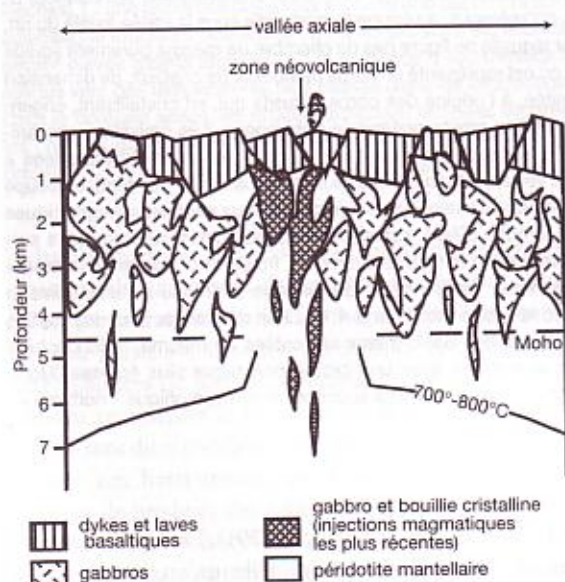


FIGURE 11.133. MODÈLE DE FONCTIONNEMENT DE LA ZONE AXIALE D'ACCÉSSION D'UNE DORSALE LENTE QUI INTÈGRE LES DONNÉES GÉOLOGIQUES DE TERRAIN ET LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES DE CAMPAGNES Océanologiques. La couche 2 volcanique est discontinue et laisse affleurer le manteau supérieur. La couche 3 est constituée de petits corps gabbroïques intrusifs dans le manteau supérieur. La profondeur du Moho et celle de la transition fragile-ductile (qui dépend de la température) sont déduites des données sismiques.

par les mouvements divergents de l'asthénosphère sous-jacente (fig. 11.132). De même, les données de terrain obtenues sur les ophiolites de type LOT, s'accordent bien avec les modèles des zones axiales d'accrétion des dorsales lentes caractérisés par l'effet dominant de l'extension tectonique qui induit la mise à nu du manteau supérieur, et par l'existence éphémère de petites poches magmatiques où cristallisent les gabbros intrusifs dans la partie supérieure souvent serpentinisée du manteau (fig. 11.133).

c₂. L'évolution de la lithosphère océanique créée

La morphologie des fonds océaniques est caractérisée par l'augmentation de profondeur qui accompagne le vieillissement de la lithosphère (fig. 11.25 p. 405). De part et d'autre de l'axe des dorsales, la variation de profondeur est une fonction de l'âge des fonds océaniques. En particulier, pour des âges inférieurs à 70 Ma, il a été vérifié que la courbe s'ajuste avec une loi en $t^{1/2}$, où t est l'âge de la lithosphère.

Une forte analogie existe entre cette loi et celle de la variation du flux thermique océanique en fonction de l'âge (fig. 11.134); elle aussi en $t^{1/2}$.

La fig. 11.135 présente un modèle thermique simple qui permet d'interpréter ces données : de la matière à haute température est ajoutée aux bords de deux plaques divergentes qui se refroidissent ensuite par conduction thermique. Le refroidissement est accompagné d'une contraction responsable d'une perte d'altitude, ainsi que d'une augmentation de densité et donc d'un enfoncement (il contribue aussi à la perte d'altitude) de la lithosphère océanique dans

l'asthénosphère pour maintenir l'équilibre hydrostatique. On note dans ce modèle que les surfaces isothermes s'enfoncent en s'écartant de l'axe selon une loi également en $t^{1/2}$. Il en est ainsi, en particulier, pour l'isotherme 1 200 °C retenu ici pour situer la limite entre lithosphère et asthénosphère ; de telle sorte que la lithosphère n'est épaisse que de quelques kilomètres sous l'axe des dorsales (où elle est constituée essentiellement de croûte océanique) alors qu'elle dépasse parfois 100 km sous les plaines abyssales.

En bref, après sa genèse à l'axe des dorsales, la lithosphère océanique en vieillissant se refroidit et s'épaissit aux dépens de l'asthénosphère. Ce qui entraîne un approfondissement corrélatif du fond de l'océan jusqu'à 5 à 6 km.

Dès sa formation à l'axe des dorsales, la croûte océanique est en contact avec l'eau de mer qui la pénètre par ses pores et par ses nombreuses fractures nées de l'extension. L'interaction eau de mer – roches modifie les propriétés physico-chimiques de la croûte océanique ainsi que sa composition minéralogique, tout en contribuant au contrôle de la composition chimique de l'eau des océans. Les principales propriétés de la croûte affectées par cette interaction sont :

- la porosité des basaltes, qui diminue avec leur âge en fonction du colmatage des pores et fissures par des minéraux hydrothermaux et métamorphiques ;
- le magnétisme des basaltes, avec abaissement de la susceptibilité magnétique et de l'aimantation thermorémanente ;
- le flux géothermique, fortement marqué par la circulation hydrothermale qui évacue de manière très efficace la chaleur, notamment près de l'axe des dorsales (fig. 11.136).

Depuis leur découverte en 1977, de nombreux champs hydrothermaux ont été étudiés en divers points de la dorsale océanique mondiale. Ce sont les événements de la décharge d'une circulation hydrothermale (fig. 11.137 p. 466). Celle-ci débute avec l'infiltration de l'eau de mer froide (2 °C) et légèrement alcaline (pH ≈ 8) dans la jeune croûte océanique où elle précipite ses sulfates et carbonates durant sa descente vers les réservoirs magmatiques situés entre 2 et 3 km de profondeur et près desquels elle se réchauffe. Dépassant 350 °C et devenue acide (pH = 3,5), l'eau remonte. Elle dissout sur son passage les métaux (Fe, Mn, Zn, Cu) et le soufre présent à l'état de traces dans les basaltes. En débouchant dans l'eau de mer avec laquelle il se mélange, le fluide hydrothermal émis à plus de 300 °C donne des *fumeurs noirs*, établis sur des amas de sulfures polymétalliques et aux panaches riches en hydroxydes de Fe et Mg. Leur précipitation est une conséquence du refroidissement brutal du fluide et de l'augmentation du pH par addition des sulfates de l'eau de mer. Souvent le fluide chaud ascendant

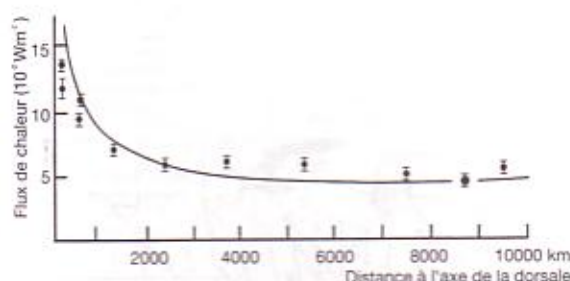


FIGURE 11.134. VARIATION DU FLUX DE CHALEUR Océanique EN FONCTION DE LA DISTANCE À L'AXE DE LA DORSALE. Les mesures sont reportées avec leurs barres d'erreur.

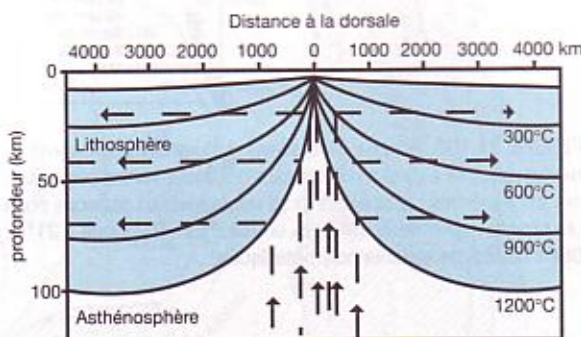


FIGURE 11.135. MODÈLE DE DISTRIBUTION DES ISOTHERMES (EN TRAITS FINS) DANS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES Océaniques DE 100 km d'épaisseur qui s'écartent à la vitesse de 10 cm/an. Les mouvements des matériaux sont figurés en tiretés. La lithosphère est assimilée à une couche limite thermique, située au toit d'un système convectif.

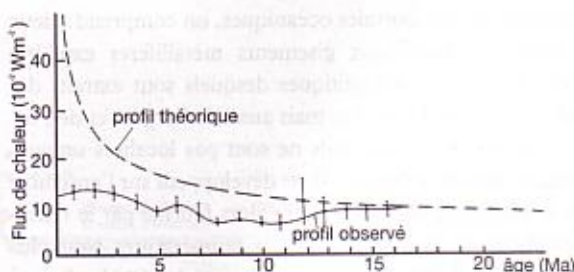


FIGURE 11.136. VARIATIONS DU FLUX THERMIQUE AU VOISINAGE D'UNE DORSALE RAPIDE PAR COMPARAISON DU PROFIL DE FLUX OBSERVÉ AVEC UN PROFIL DE FLUX THÉORIQUE CALCULÉ, EN SUPPOSANT QUE TOUTE LA CHALEUR EST ÉVACUÉE PAR CONDUCTION. L'écart important près de l'axe est dû au refroidissement convectif de la croûte induit par la circulation hydrothermale. On identifie sur le profil observé des zones de recharge en eau froide de circuits convectifs (anomalies négatives du flux de chaleur) et des zones de décharge de fluide hydrothermal chaud (anomalies positives).

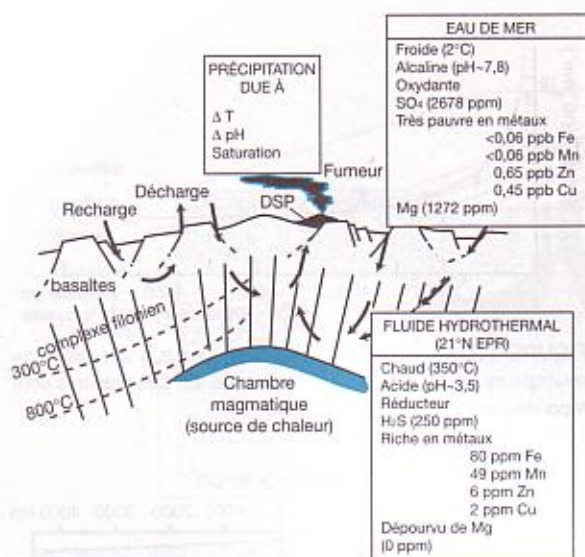


FIGURE 11.137. SCHÉMA (SANS ÉCHELLE) D'UNE CIRCULATION HYDROTHERMALE ACTIVE À L'AXE D'UNE DORSALE OcéANIQUE RAPIDE SUR LEQUEL ONT ÉTÉ REPORTÉS LES DONNÉES ET LE MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE POUR LES DÉPÔTS HYDROTHERMAUX DE LA DORSALE EST-PACIFIQUE À 21°N. DSP : dépôts de sulfures polymétalliques.

rencontre en profondeur de l'eau de mer froide descendante. Dans ce cas, l'essentiel de la charge métallique précipite en profondeur. Il ne sort en surface qu'un fluide tiède et plus faiblement minéralisé, caractéristique d'autres *fumeurs blancs*. Au voisinage immédiat des événements, les ions sulfure et sulfate sont utilisés par des bactéries chimiotrophes qui participent à de véritables oasis de vie, aux communautés biologiques exubérantes faites d'invertébrés.

À partir de cette métallogénie active liée à l'hydrothermalisme des dorsales océaniques, on comprend mieux l'origine de nombreux gisements métallifères exploités dans des massifs ophiolitiques desquels sont extraits des sulfures de Cu, Fe et Zn, mais aussi de l'argent et de l'or.

Les systèmes convectifs ne sont pas localisés uniquement à l'axe de la dorsale. Ils se développent sur l'ensemble de la structure, la chaleur étant alors fournie par le refroidissement de la lithosphère. Les températures sont plus basses (< 200 °C) et les vitesses de circulation plus lentes. Ce sont pourtant ces systèmes (dits parfois *passifs*) qui évacuent la plus grande quantité de chaleur : plus de dix fois celle évacuée à l'axe par les *systèmes actifs* de haute température, liés à la présence des chambres magmatiques.

Une conséquence importante de l'interaction eau de mer – croûte océanique à toutes températures, est une modification de la composition minéralogique et chimique des basaltes et gabbros désignée sous le terme de *métamorphisme océanique*. Les dykes du complexe filonien et les

basaltes (pillows et coulées) sont parcourus de veines à épidote + quartz. Les gabbros sont marqués par des recrystallisations engendrées à basse pression ($P < 0,2$ GPa) et caractéristiques des faciès métamorphiques des zéolites, des schistes verts ou des amphibolites à épidote.

En définitive, après vieillissement, la lithosphère océanique refroidie est munie d'une croûte altérée et métamorphisée. À son arrivée dans la zone de convergence où elle retourne majoritairement au manteau, cette croûte présente une composition différente de celle qu'elle avait à sa naissance, à l'axe de la dorsale.

2.4 LA CONVERGENCE ET L'ÉVOLUTION DES GRANDES STRUCTURES LIÉES

Trois processus géodynamiques interviennent à la limite entre deux plaques pour accommoder un rapprochement qui se produit à des vitesses variables (2 à 100 mm/an ; fig. 11.38, p. 413) et qui compense l'expansion océanique. Deux d'entre eux se manifestent actuellement à la surface du globe terrestre : le retour au manteau par *subduction* de la lithosphère océanique et la *collision* qui intervient soit entre deux continents, soit entre un arc volcanique et un continent. Le troisième, dont on ne connaît pas aujourd'hui de dispositif actif, a conduit au charriage de lambeaux de lithosphère océanique (ophiolites) sur des bordures continentales ; il s'agit de l'*obduction*.

2.4.1 LA SUBDUCTION

Elle se produit, soit sous un *arc insulaire actif* installé sur croûte océanique et/ou des blocs de croûte continentale (c'est le cas commun dans la partie ouest du Pacifique) soit sous une *marge continentale active* (marge péruvo-chilienne de l'Amérique du Sud ou mexicaine de l'Amérique du Nord). Le bord de la plaque chevauchante est, en effet, le siège de manifestations sismiques, magmatiques et tectoniques liées à la convergence des plaques. C'est ainsi que 80 % de l'énergie sismique globale est dissipée par les séismes des zones de subduction (parmi eux, sont rapportées les plus fortes magnitudes) tandis que les arcs volcaniques actifs qui jalonnent ces mêmes zones, s'allongent sur une longueur cumulée de 30 000 km (25 000 km pour la seule « ceinture de feu » péri-pacifique), soit près de la moitié de celle des dorsales océaniques.

a – Morphostructure des zones de subduction

Les arcs insulaires et les marges continentales actives des zones de subduction ont en commun plusieurs entités morphostructurales sous-marines et/ou aériennes. En allant de l'océan vers l'arc volcanique et au-delà, ce sont, successivement (fig. 11.138 et fig. 11.139 p. 468) :

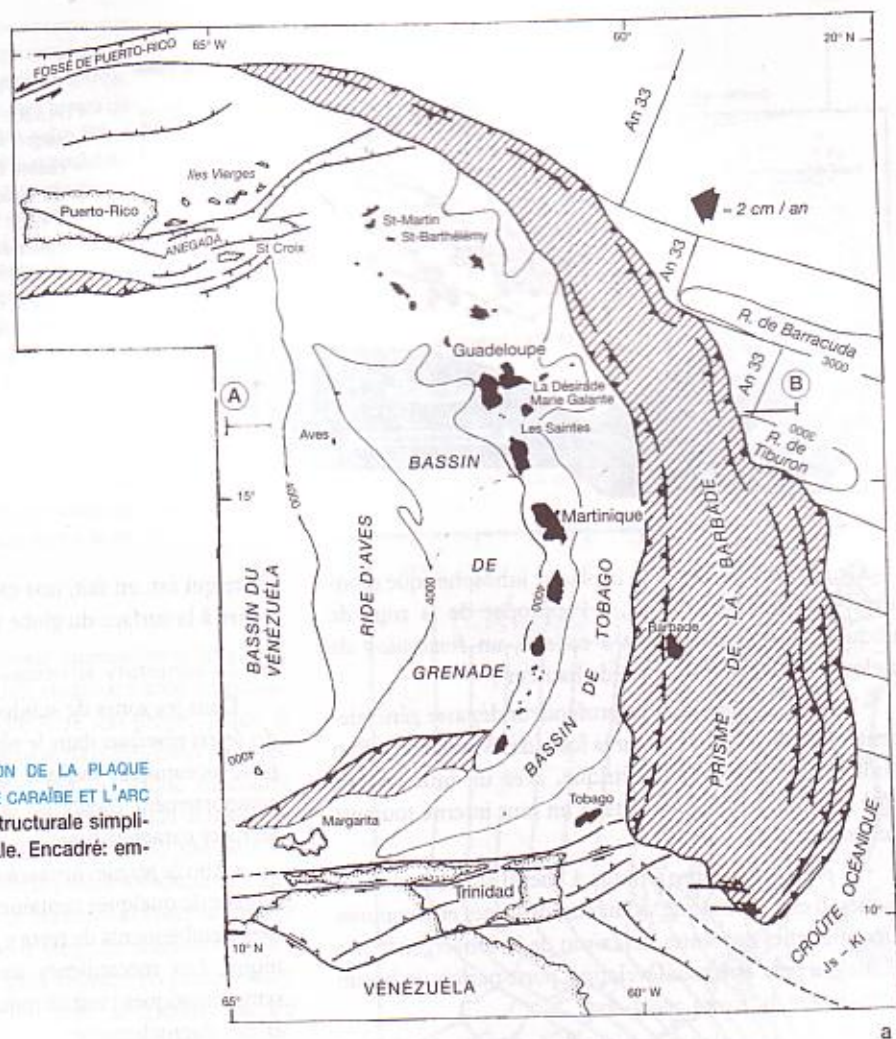
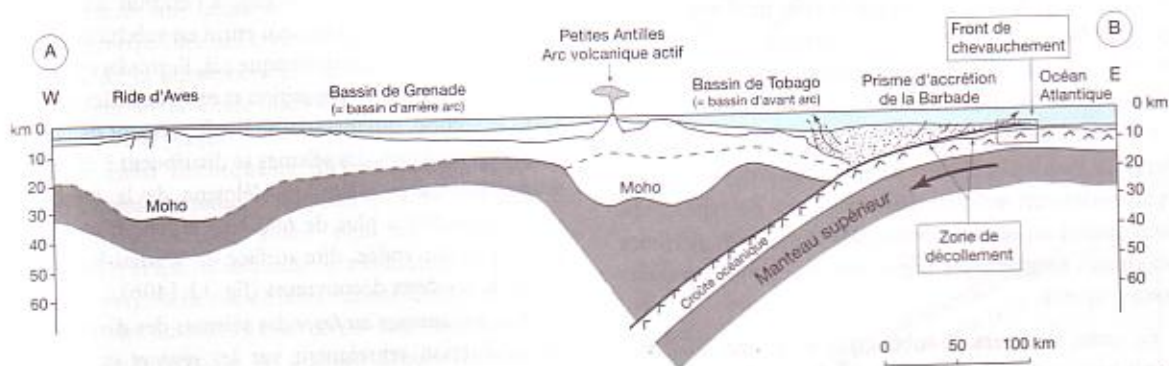


FIGURE 11.138. LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE AMÉRIQUE DU SUD SOUS LA PLAQUE CARAÏBE ET L'ARC DES PETITES ANTILLES. a : carte structurale simplifiée. b : coupe à l'échelle crustale. Encadré: emplacement de la fig. 11.150.



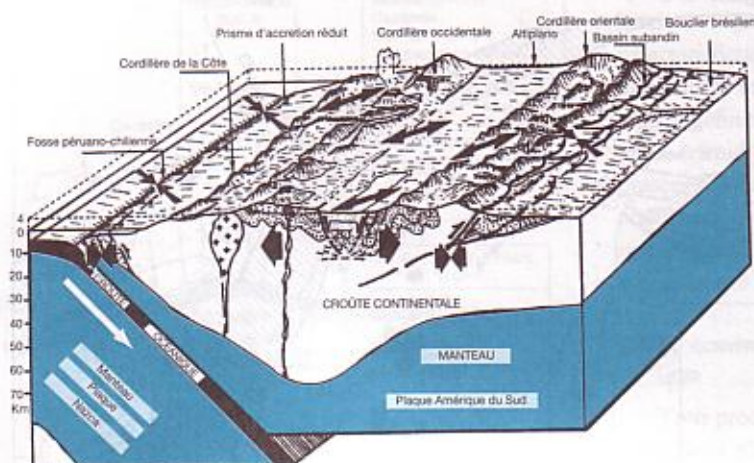


FIGURE 11.139. LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE NAZCA SOUS LE CONTINENT SUD-AMÉRICAIN. L'angle de prolongement est en réalité de 30° (son exagération ici provient de l'exagération de l'échelle des hauteurs $\times 12,5$). Volcanisme et plutonisme de nature calco-alcaline se manifestent dans la Cordillère occidentale parallèlement à la fosse. En surface, la croûte continentale épaissie qui constitue les Andes est dans sa majeure partie soumise à une extension (flèches divergentes ; seules, les bordures (prisme d'accrétion et bassin subandin) sont comprimés).

D'après J. Mercier (1990) modifié.

- le *plancher océanique* de la plaque lithosphérique plongeante. Il présente souvent, à l'approche de la zone de subduction et parallèlement à celle-ci, un *bombement* de quelques centaines de mètres de hauteur ;

- la *fosse océanique* dont la profondeur dépasse généralement 8 000 m (10 915 m pour la fosse des Mariannes). Son profil transverse est dissymétrique, avec un mur externe (côté océan) à très faible pente et un mur interne toujours plus escarpé ;

- le *prisme d'accrétion* installé à cheval sur la limite des plaques. Il est constitué de sédiments, déformés et accumulés en écaillures chevauchantes, en raison de la convergence. Ce prisme qui peut être très développé, porte parfois un bassin sédimentaire dit *bassin avant-arc* ;

- le bord de la plaque supérieure (= chevauchante) sur lequel sont installés des volcans actifs. Ils constituent un *arc insulaire* comme c'est le cas dans l'Ouest du Pacifique, en Indonésie ou dans les Petites Antilles. Ailleurs, comme dans les Andes, ils sont portés par le continent déformé et élevé en chaîne de montagnes. La distance qui sépare la fosse de l'arc volcanique est de quelques centaines de kilomètres (270 km au Japon) ;

- le *bassin arrière arc* présent au-delà de l'arc insulaire (Ouest du Pacifique, Petites Antilles). Sa croûte, pourvue d'épais sédiments volcano-détritiques, est de type continental aminci ou océanique (signalé alors par la présence d'anomalies magnétiques organisées en bandes parallèles et symétriques).

En carte, les fosses de subduction et les arcs insulaires liés ont leur concavité du côté de la plaque chevauchante. C'est là une conséquence du ploiement de la plaque sub-

duite qui est, en fait, une calotte sphérique. La trace de sa plume à la surface du globe terrestre est circulaire.

b - La signature sismique de la subduction

Dans les zones de subduction, l'examen de la *répartition des foyers sismiques* dans le plan vertical perpendiculaire à la fosse océanique, indique que les ruptures des parties à comportement fragile de la lithosphère se produisent de manière caractéristique :

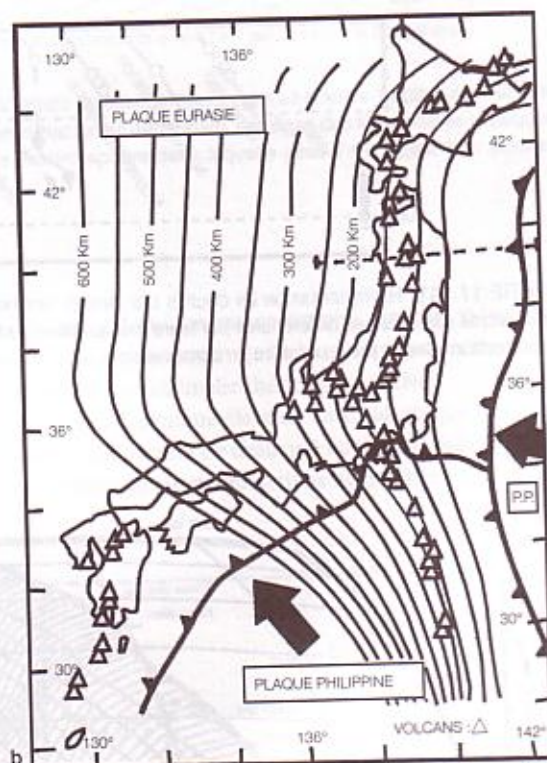
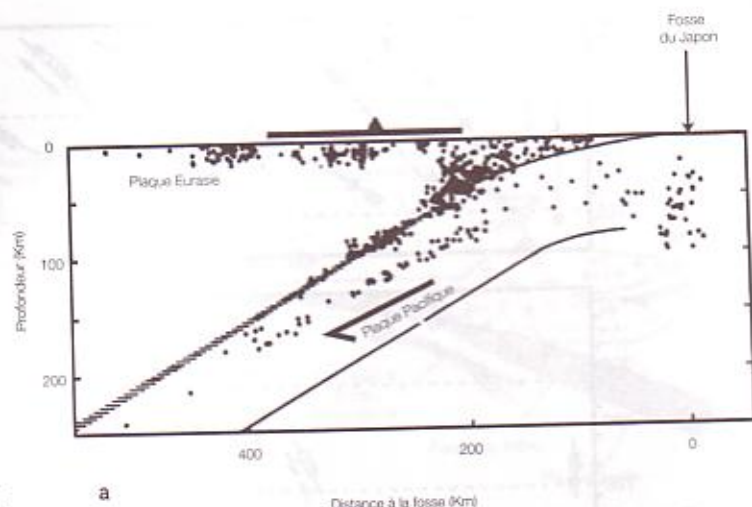
- *dans la plaque chevauchante et près de la surface*, sur une largeur de quelques centaines de kilomètres (fig. 11.140a). Des tremblements de terre y sont associés à l'activité volcanique. Les mécanismes au foyer d'autres séismes sont symptomatiques : soit de mouvements sur des failles inverses et des décrochements, du mur interne de la fosse à l'arc volcanique, soit de jeux de failles normales en extension dans le bassin arrière-arc ;

- *dans la plaque en subduction* et en deux lieux distincts. Le premier est situé côté océan, à l'endroit où la flexion élastique de la lithosphère qui entre en subduction provoque un bombement périphérique ; là, l'*extrados en tension* de la plaque se brise, avec apparition et rejeu de failles normales. Dans le second, qui matérialise l'enfoncement de la plaque subduite, les foyers des séismes se distribuent à des profondeurs croissantes lorsqu'on s'éloigne de la fosse et de l'océan (de 300 à plus de 600 km) le long d'une surface plus ou moins voilée, dite surface de Wadati-Benioff, des noms de ses deux découvreurs (fig. 11.140b).

Les *mécanismes au foyer* des séismes des diverses zones de subduction renseignent sur les *régimes de contraintes* auxquels une plaque subduite est soumise. Dans la plupart des cas, la direction de contrainte principale est orientée selon la plus grande pente de la surface de Wadati-Benioff.

FIGURE 11.140. DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES FOYERS SISMISTIQUES LIÉS À LA SUBDUCTION DE LA PLAQUE PACIFIQUE SOUS L'ARC INSULAIRE DU JAPON.

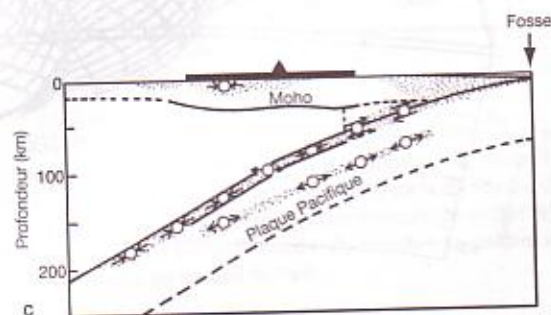
a : report sur une coupe transverse des foyers de microséismes qui se sont manifestés entre 39° et 40° N (situation sur b) et qui ont été enregistrés par un réseau d'observations sismologiques d'avril à décembre 1975. Le trait horizontal situé l'île de Honshu et le triangle plein, le front de l'activité volcanique liée. Les vitesses de propagation des ondes P et S dans la plaque pacifique subduite (ici épaisse d'environ 80 km) sont de 6% supérieures à celles traversant le manteau environnant. b : représentation en courbes isobathes des foyers des séismes se manifestant dans la plaque pacifique subduite et qui matérialise en carte la surface dite de Wadati-Benioff. c : schéma structural tiré de l'analyse de la sismicité. Les parties sismiquement actives sont signalées par des pointillés. Les mécanismes aux foyers significatifs sont indiqués.



C'est une traction pour les séismes intermédiaires situés au cœur de la plaque (fig. 11.140c), en accord avec un enfoncement de la plaque par gravité sous son propre poids. Il s'agit, par contre, d'une compression pour les séismes profonds, indiquant qu'entre 600 et 700 km la plaque rencontre une partie du manteau plus rigide ou plus dense qui s'oppose à sa pénétration (fig. 11.141 p. 470). On note en plus (fig. 11.140c) que le toit de la plaque subduite (il s'agit vraisemblablement de la croûte océanique) entre la surface et 150 km de profondeur, est le siège de séismes dont les mécanismes au foyer sont le plus souvent en compression ou en cisaillement, en relation avec la friction qui s'y produit.

L'activité sismique n'est pas toujours distribuée de manière continue sur les surfaces de Wadati-Benioff. Dans plusieurs cas (fig. 11.141), on signale, entre 300 et 500 km de profondeur, une lacune de sismicité. Elle traduit : pour certains, un équilibre des contraintes dans la partie correspondante de la lithosphère plongeante; pour d'autres, le détachement et la chute dans le manteau inférieur de l'extrémité de la plaque.

Il est enfin remarquable qu'une même surface de Wadati-Benioff présente, d'un point à l'autre, un pendage changeant, lié à son allure plus ou moins voilée (fig. 11.142) et que, d'une zone de subduction à l'autre, les pendages moyens de ces surfaces varient fortement (de 10° sous les Andes australes à plus de 80° sous les Mariannes). Cette seconde variation est d'abord dépendante de l'âge des lithosphères subduites. Ainsi, on constate que les plaques à croûte jeune (éocène au plus récente, ≤ 35 Ma) comme la plaque Nazca, conduisent à des subductions à



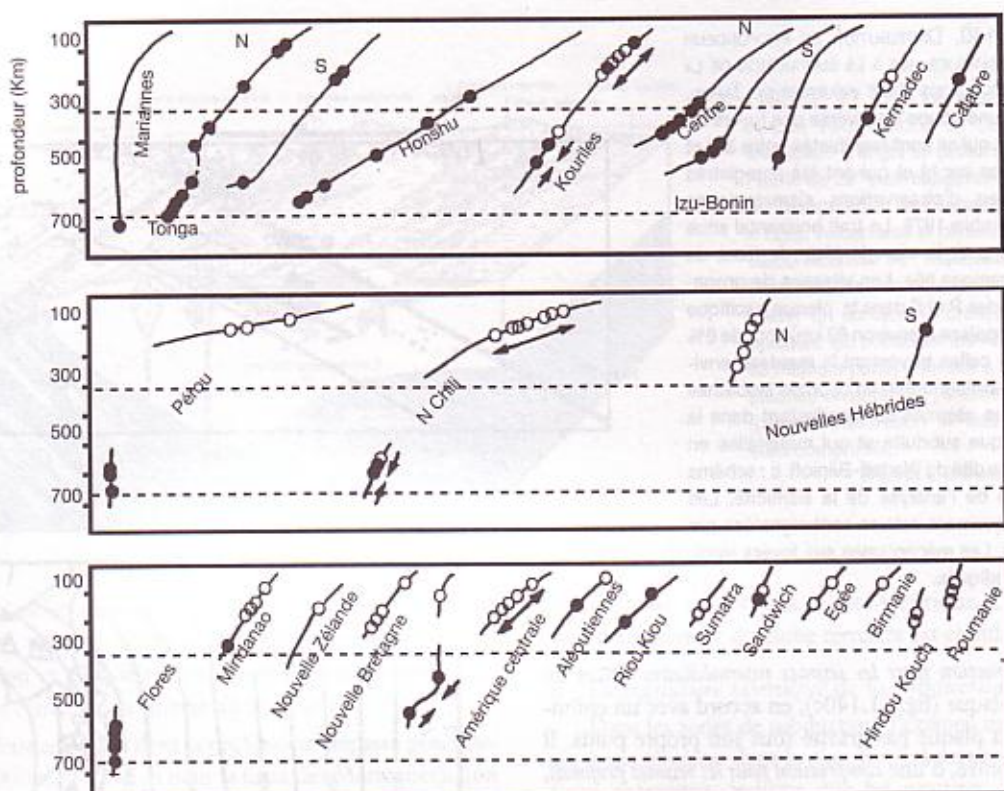


FIGURE 11.141. REPRÉSENTATION EN COUPES DES TRACES DES PRINCIPALES SURFACES DE WADATI-BENIOFF. Sur les traces, sont projetés les hypocentres des séismes différenciés par leurs mécanismes au foyer. Cercle vide : rupture en traction parallèle à la plus grande pente de la subduction. Cercle plein : rupture en compression.

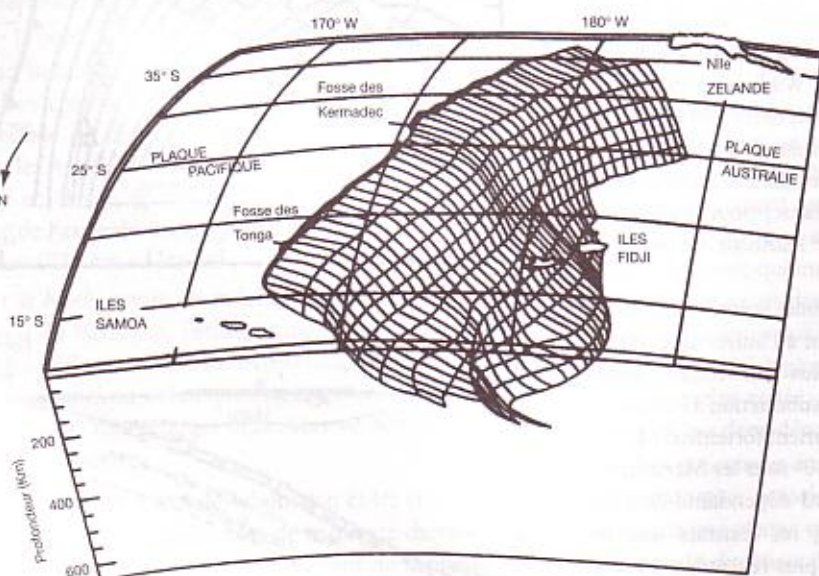


FIGURE 11.142. REPRÉSENTATION EN TROIS DIMENSIONS DE LA SURFACE DE WADATI-BENIOFF DANS LA ZONE DE SUBDUCTION DES TONGA-KERMADEC SOULIGNANT LES VARIATIONS DE PENDAGE DE CELLE-CI. Vue plongeante du nord vers le sud.

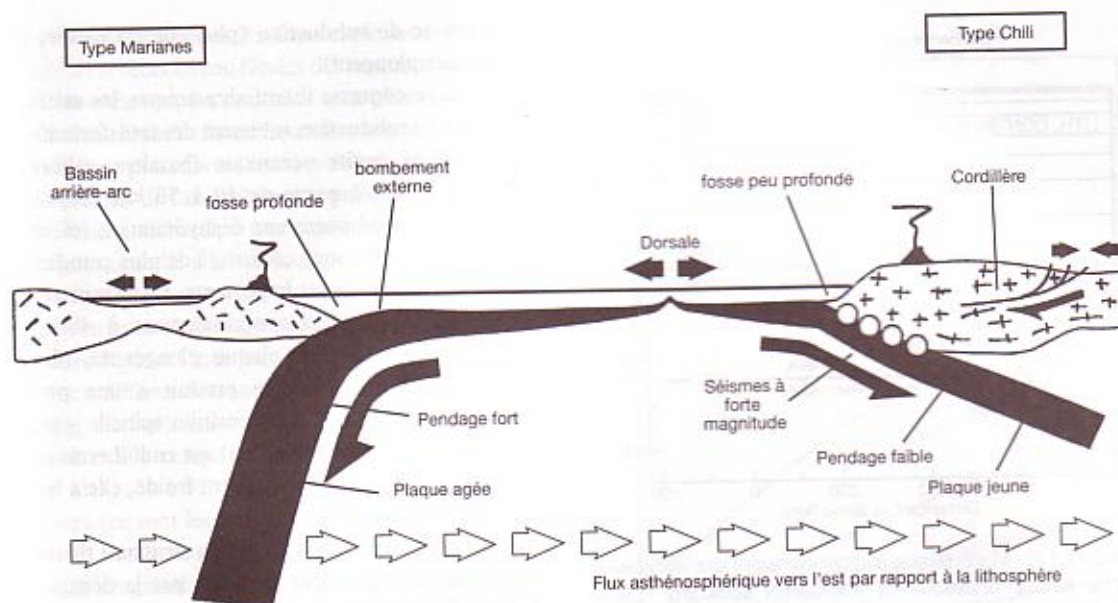


FIGURE 11.143. SCHÉMA SYNTHÉTISANT LES CARACTÈRES DES DEUX TYPES EXTRÊMES DE SUBDUCTION DE PART ET D'AUTRE DE L'Océan PACIFIQUE. La forte différence des pendages moyens des plaques subduites Pacifique et Nazca qui dépendent des âges des lithosphères impliquées (cf. texte) est exagérée par la rotation d'ensemble relative vers l'Est de l'asténosphère dans laquelle elles s'enfoncent (voir paragraphe 1.3.3.c).

pendages faibles ne dépassant pas 30° , alors que celles munies de croûtes mésozoïques (jurassique, soit 150 Ma, dans le cas des Mariannes) aboutissent à des subductions aux pendages compris entre 30° et 80° . La relation s'établit logiquement, en considérant qu'une lithosphère océanique jeune, mince et légère car encore chaude, résiste davantage à l'enfoncement et tend à se plaquer avec un fort couplage mécanique contre la plaque chevauchante ; alors qu'une lithosphère plus âgée, épaisse et plus dense car refroidie, tend à s'enfoncer plus rapidement, tirée par son propre poids. Aux cas extrêmes, représentés par les subductions de la plaque Pacifique sous l'arc des Mariannes et de la plaque Nazca sous l'Amérique du Sud de part et d'autre du Pacifique, correspondent d'ailleurs des régimes tectoniques distincts : avec ouverture d'un bassin arrière-arc par distension dans le premier cas, et édification de la Cordillère des Andes en régime dominant de compression raccourcissement, dans l'autre (fig. 11.143).

c - Le comportement thermique des zones de subduction

Les mesures des flux de chaleur au travers d'une zone de subduction (fig. 11.144) mettent en évidence deux anomalies thermiques par rapport au flux moyen de la plaque océanique avant son entrée en subduction. Fosse et prisme présentent des valeurs faibles (anomalie négative) tandis

que l'arc volcanique est caractérisé par des valeurs très élevées (anomalie positive). Au bassin arrière-arc correspond également une anomalie thermique positive.

Le flux thermique élevé de l'arc volcanique est dû à la présence de sources de chaleur à faible profondeur : chambres magmatiques et circulations hydrothermales.

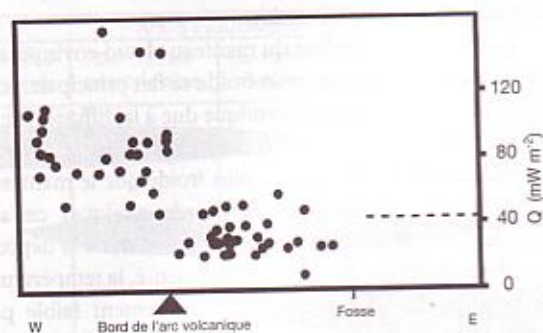


FIGURE 11.144. VALEURS MESURÉES DU FLUX THERMIQUE (Q) À TRAVERS LA FOSSE ET L'ARC VOLCANIQUE JAPONAIS. Par rapport à la valeur du flux moyen retenue pour la partie de la plaque Pacifique âgée de 120 Ma entrant en subduction (horizontale en tirets) une double anomalie thermique apparaît, négative au-dessus de la fosse, positive au-dessus de l'arc.

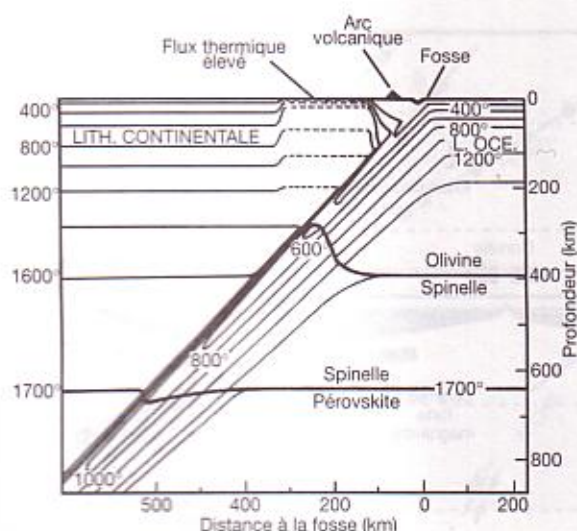


FIGURE 11.145. MODÉLISATION DU COMPORTEMENT DES ISOTHERMES DANS UNE PLAQUE OcéANIQUE EN SUBDUCTION SOUS UNE PLAQUE À CROÛTE CONTINENTALE. Noter les déflexions opposées des profondeurs des transitions de phase olivine/spinelle et spinelle/pérovskite, induites au passage de la plaque plus froide. Commentaire dans le texte.

L'estimation des températures qui règnent à l'intérieur de la plaque descendante a été tentée par diverses modélisations. Les résultats obtenus sont concordants. Le modèle de la figure 11.145 représente l'état thermique d'une plaque océanique épaisse (vieille) plongeant à 45° et à la vitesse de 8 cm/an sous une lithosphère continentale. Les gradients géothermiques retenus pour les deux lithosphères ont des valeurs moyennes habituelles, tandis que les profondeurs de transition sont situées dans le manteau à 650 km pour le changement de phase olivine-spinelle et à 650 km pour le changement spinelle-pérovskite.

Le transfert de chaleur du manteau chaud environnant vers la plaque plongeante plus froide se fait principalement par conduction. L'inertie thermique due à la diffusion de la chaleur crée un retard au réchauffement de la plaque. L'enfoncement de lithosphère plus froide que le manteau, à des vitesses relativement rapides de quelques cm/an, maintient un contraste de températures et donc la dépression des isothermes. Sur le modèle présenté, la température au cœur de la plaque reste significativement faible par rapport à celle du manteau, jusqu'à plus de 700 km. La plaque maintient ainsi sa plus forte densité et la vitesse plus élevée des ondes sismiques qui la traversent.

Les principaux paramètres qui contrôlent la différence de température entre la plaque en subduction et le manteau qui l'enveloppe sont : l'angle de subduction, l'âge de la lithosphère (plus elle est vieille, plus les isothermes plongent)

et la vitesse de subduction (plus elle est élevée, plus les isothermes plongent).

Dans ce contexte thermodynamique, les matériaux de la plaque en subduction subissent des transformations. Les roches de la croûte océanique (basaltes, gabbros) sont métamorphisées à partir de 40 à 50 km de profondeur en éclogites et subissent une déshydratation (cf. infra). Le manteau lithosphérique connaît, à de plus grandes profondeurs, des changements importants. La transition olivine-spinelle (qui se produit normalement à 400 km) est exothermique ; dans la plaque plongeante, plus froide qu'autour, la transition se produit à une profondeur moindre, dès 300 km. La transition spinelle - pérovskite (normalement située à 650 km) est endothermique ; dans la plaque plongeante relativement froide, elle a lieu à plus grande profondeur.

Sur le modèle (fig. 11.145), la structure thermique de la plaque est légèrement marquée par le dégagement et l'absorption de chaleur résultant de ces transformations.

Ces modifications influent sur les forces qui agissent sur la plaque en subduction. L'abaissement de la profondeur de la transition qui se produit « normalement » à 650 km implique que le cœur de la plaque est transformé avec retard en phase plus dense. Il tend à s'opposer, voire à annuler, la force d'Archimède de la plaque froide. Il crée ainsi, à cette profondeur, une « barrière » à l'enfoncement des plaques (cf. p. 375 et 376).

Notons enfin, sur le modèle présenté, que la remontée et le resserrement des isothermes dans la région arrière-arc (en extension avec amincissement) ne sont qu'estimés (tirés).

Mise en œuvre depuis une vingtaine d'années, la tomographie sismique qui permet de situer des hétérogénéités latérales (lentes ou rapides, chaudes ou froides) par rapport à un modèle de référence) donne des images de la plongée des plaques lithosphériques dans le manteau. Elle confirme qu'une plaque pénètre au moins jusqu'à la base du manteau supérieur. Dans le cas de la subduction des Mariannes, la plaque Pacifique, soit pénètre longuement dans le manteau inférieur (partie sud), soit s'aplatit à la limite manteau supérieur - manteau inférieur (partie nord).

d - Le magmatisme des marges actives

Dans les zones de subduction, la majorité des volcans actifs (parmi eux se trouvent les appareils les plus célèbres et destructeurs : Montagne Pelée, Mont Saint Helens, Krakatoa, Vésuve...) sont situés parallèlement à la fosse. L'aplomb des parties des surfaces de Wadati-Benioff profondes de 100 à 150 km. Les cônes volcaniques sont constitués d'accumulations pyroclastiques et d'extrusion laviques en dômes, alors, qu'à leur périphérie, se trouvent

centres et brèches de lahars. La forte explosivité des éruptions reflète les teneurs en eau élevées des magmas concernés. Parmi les laves émises, les andésites sont plus abondantes que les basaltes. Dans le domaine arrière-arc, des appareils volcaniques sont présents en nombre réduit, répartis à des distances variables de l'axe volcanique principal. Leurs laves sont à dominante de basaltes très riches en K.

Le magmatisme lié à la subduction – dit aussi *magmatisme orogénique* – est constitué de roches variées. On les rattache à plusieurs *séries magmatiques* que l'on sépare par leur teneur en K_2O . À l'intérieur de chaque série, les roches plus ou moins différenciées sont distinguées par leur teneur en SiO_2 (fig. 11.146). La *série calco-alcaline* en est la plus représentative. Elle comporte des basaltes le plus souvent saturés en SiO_2 (48 à 51 %) et riches en Al_2O_3 (> 16 %) des andésites (ce sont les roches les plus abondantes), des dacites et des rhyolites.

Les arcs magmatiques reposent sur des *croûtes aux épaisseurs variées* (fig. 11.147). Les uns sont installés sur croûte océanique, rarement d'épaisseur typique (10 à 12 km), plus communément d'épaisseur intermédiaire (15 à 35 km). D'autres présentent un soubassement de croûte continentale épais d'environ 30 km. Certains enfin (Pérou, Chili) sont sur une marge continentale active épaisse (60 km). Il a été établi qu'*épaisseur crustale du substratum et magmatisme de l'arc sont liés*. On relève en effet :

- l'augmentation de la teneur moyenne en silice avec l'épaississement de la croûte. Ainsi, les basaltes prédominent sur croûte océanique, les andésites sur croûte intermédiaire ou continentale et les ignimbrites et rhyolites ne sont significativement présentes que sur croûte continentale ;

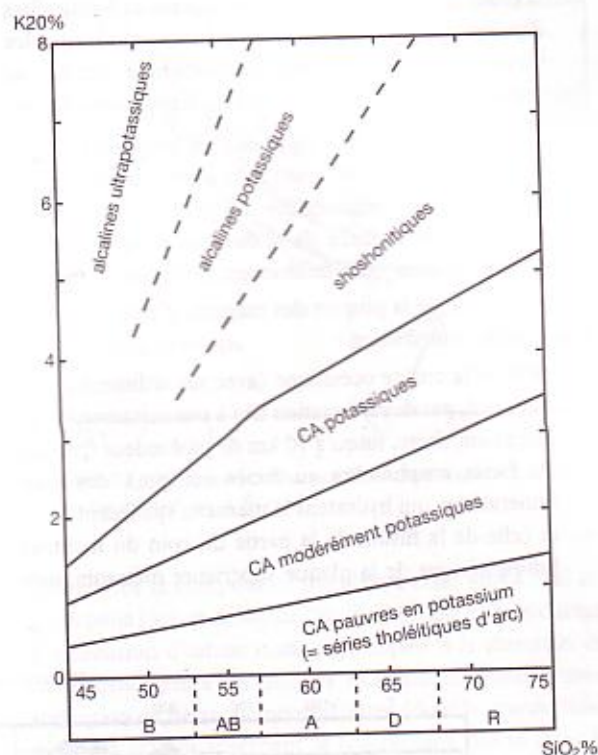


FIGURE 11.146. CLASSIFICATION DES PRINCIPALES SÉRIES VOLCANIQUES OROGÉNIQUES EN FONCTION DE LEURS TENEURS EN SiO_2 ET K_2O . CA : séries calco-alcalines constituées de B : basaltes, AB : andésites basaltiques, A : andésites, D : dacites et R : rhyolites. Pour les séries shoshonitiques, les roches équivalentes sont : absarokites, shoshonites, banakites, latites, liparites.

D'après Maury (1932)

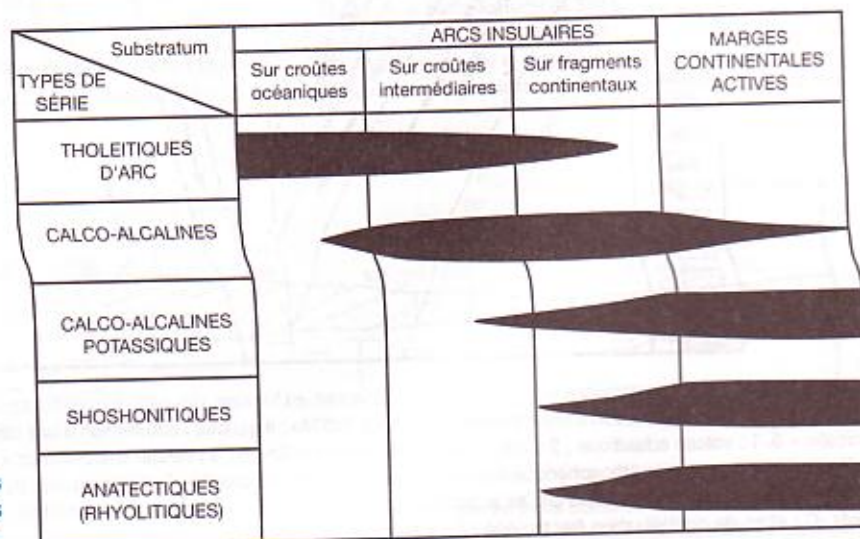


FIGURE 11.147. DISTRIBUTION DES SÉRIES VOLCANIQUES OROGÉNIQUES DANS DIVERS TYPES DE ZONES DE SUBDUCTION.

- la présence de séries volcaniques pauvres en K (tholéïtes d'arc) dans les arcs intra-océaniques, alors que les séries potassiques à signature isotopique crustale se rencontrent dans les arcs installés sur croûte continentale.

Ces observations sont en faveur de processus d'enrichissement en silice, potassium et strontium radiogénique des magmas, par contamination au contact de la croûte traversée et dans laquelle ils séjournent temporairement (roches volcaniques) ou définitivement (roches plutoniques).

À l'origine de la plupart des magmas d'arcs, on trouve une double contribution :

- celle de la croûte océanique (avec ses sédiments) subduite qui, par déshydratation liée à son métamorphisme progressif, libère, jusqu'à 70 km de profondeur (passage du faciès amphibolite au faciès élogite), des eaux minéralisées qui hydratent le manteau sus-jacent ;
- et celle de la fusion de la partie du coin du manteau lithosphérique de la plaque supérieure métasomatisée

par les transferts en provenance de la croûte en subduction. Pour que la fusion partielle se déclenche, il est nécessaire que cette partie soit entraînée quelques 30 km plus bas, jusqu'à l'isotherme 1 000° C, par un mouvement descendant.

Dans le contexte de subduction d'une lithosphère océanique jeune, intervient, en plus, la fusion de la croûte océanique qui produit un magma primaire adakitique plus riche en silice (56 à 70 %) que celui des basaltes, à teneur faible en terres rares lourdes et riche en Sr. Ce magma participe également à la métasomatose du manteau de l'arc volcanique.

Pour intégrer logiquement les divers facteurs qui influent sur la genèse des divers magmas d'arc, il est proposé deux modèles. L'un implique la subduction d'une lithosphère océanique âgée, l'autre celui d'une lithosphère jeune (fig. 11.148).

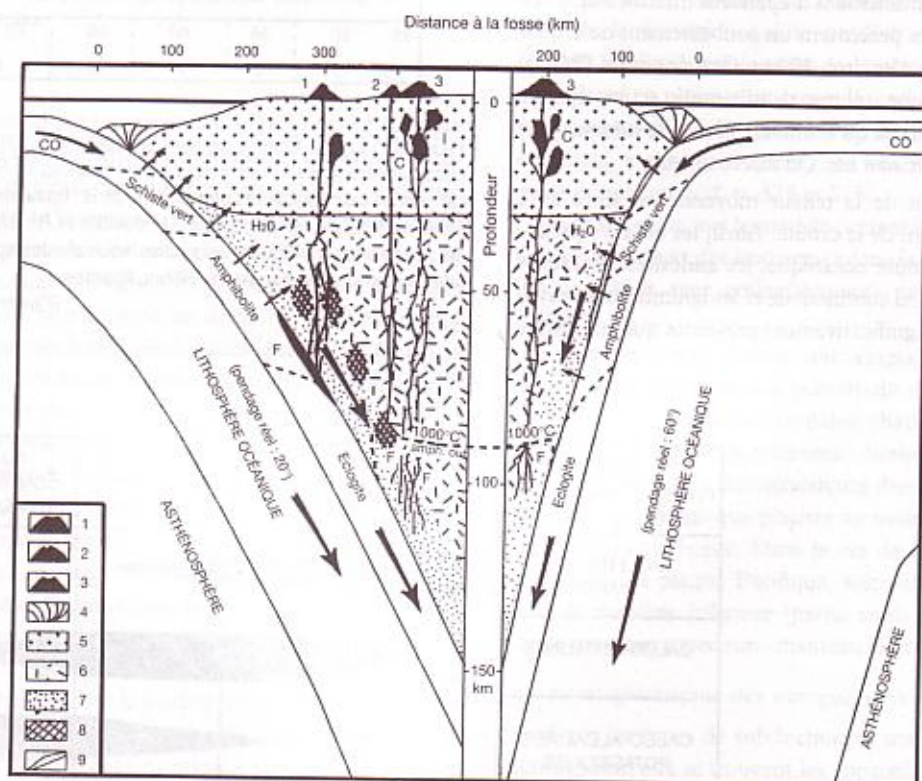


FIGURE 11.148. MODÉLISATION DES PROCESSUS PÉTROGÉNÉTIQUES À L'ORIGINE DES ARCS MAGMATIQUES LIÉS AUX SUBDUCTIONS DE LITHOSPHÈRES Océaniques. À droite : subduction d'une lithosphère âgée de 120 Ma ; à gauche : subduction d'une lithosphère âgée de 10 Ma. Exagération verticale : $\times 5$. 1 : volcan adakitique ; 2 : volcan basaltique riche en Nb-Ti ; 3 : volcan calco-alkalin « normal » ; 4 : prisme d'accrétion ; 5 : croûte de l'arc ; 6 : manteau lithosphérique appauvri de la plaque chevauchante ; 7 : partie du coin de manteau métasomatisé par les transferts de fluides en provenance de la croûte subduite ; 8 : partie du coin de manteau métasomatisé par les magmas adakitiques ; 9 : sédiments. C : sites de cristallisation fractionnée ; F : sites de fusion partielle ; I : sites d'interactions entre magmas et manteau ou croûte (métasomatose, assimilation, contamination). CO : croûte océanique.

D'après Juteau et Maury (1997).

Quand la lithosphère subduite est ancienne, froide et épaisse, seul le transfert de fluides provenant de la croûte subduite en cours de déshydratation conduit à la métasomatose du manteau de la plaque chevauchante. Celui-ci, avec ses minéraux hydroxylés métasomatiques (amphibole et phlogopite) est entraîné en profondeur où, à environ 100 km, il recoupe l'isotherme 1 000 °C. L'amphibole déstabilisée libère son eau qui déclenche la fusion du manteau. Le magma formé migre vers la surface en interagissant (et donc se contaminant) au contact des matériaux du manteau lithosphérique et de la croûte. À l'intérieur de la croûte, il est le plus souvent stocké dans des réservoirs où il évolue par cristallisation fractionnée et assimilation, avant son éruption en surface ou sa cristallisation totale en profondeur sous forme de plutons.

Quand la lithosphère subduite est jeune, chaude et mince, les mêmes processus se déroulent, conduisant à la formation des mêmes séries calco-alcalines. Cependant, la fusion de la croûte subduite, métamorphisée dans le faciès amphibolite entre 60 et 75 km de profondeur, ajoute la production de magma adakitique. Ce dernier peut migrer directement vers la surface en position proximale, ou bien participer à un autre type de métasomatose à amphibole du manteau supérieur. Dans ce cas, les parties métasomatisées sont entraînées en profondeur où, atteignant l'isotherme 1 000 °C, elles subissent une fusion à l'origine d'un magma basaltique riche en niobium et tantal.

e - La déformation dans les zones de subduction

La géométrie et l'intensité de la déformation sont conditionnées par le degré de couplage entre les deux plaques. On relève, en effet, d'une zone de subduction à l'autre, selon que la convergence est frontale ou oblique, lente ou rapide, et selon l'âge de la lithosphère plongeante, des effets tectoniques différents. De plus, il est très probable que la plaque subduite influence cette déformation, selon qu'elle garde ou non sa continuité, ou bien, selon qu'elle traverse ou non la discontinuité mantellaire située à 670 km de profondeur (cf. supra).

La convergence oblique induit deux mégasstructures parallèles dans les arcs insulaires : une fosse de subduction frangée du prisme d'accrétion qui absorbe la composante de cette convergence perpendiculaire à la limite entre plaques, et un décrochement majeur (ou une zone décrochante)

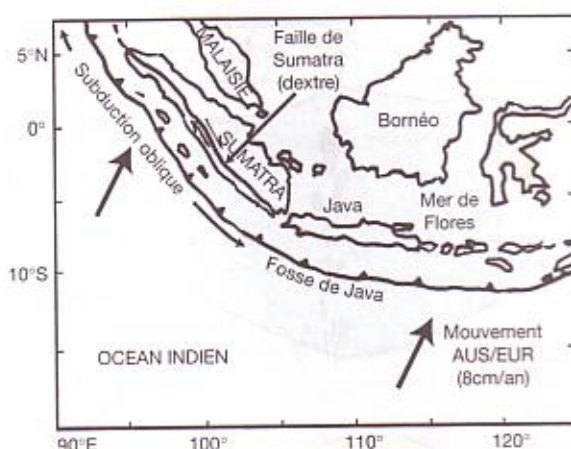


FIGURE 11.149. SUBDUCTION OBLIQUE ET PARTITION DE LA DÉFORMATION DANS L'ARC DE LA SONDE.

qui absorbe la composante parallèle à cette limite. Tel est le cas pour l'arc de la Sonde (fig. 11.149) où la fosse change d'orientation d'est en ouest par rapport à la direction de convergence entre les plaques Australie et Eurasie, avec apparition de décrochements dextres (dont la grande faille de Sumatra) qui absorbent la composante dextre dans la branche occidentale de l'arc.

Sur son bord, la plaque supérieure est le siège d'une accrétion ou bien d'une érosion tectonique.

Un prisme d'accrétion se développe, lorsque la plaque océanique qui entre en subduction porte une couverture sédimentaire suffisamment épaisse pour ne pas pouvoir être « avalée » en totalité.

La ride de la Barbade, large de 300 km, à l'est des Petites Antilles en est un bon exemple (fig. 11.138 p. 467 et fig. 11.150). Connu grâce aux levés bathymétriques et sismiques et à des campagnes de forages profonds, ce prisme est constitué sur son bord oriental de sédiments

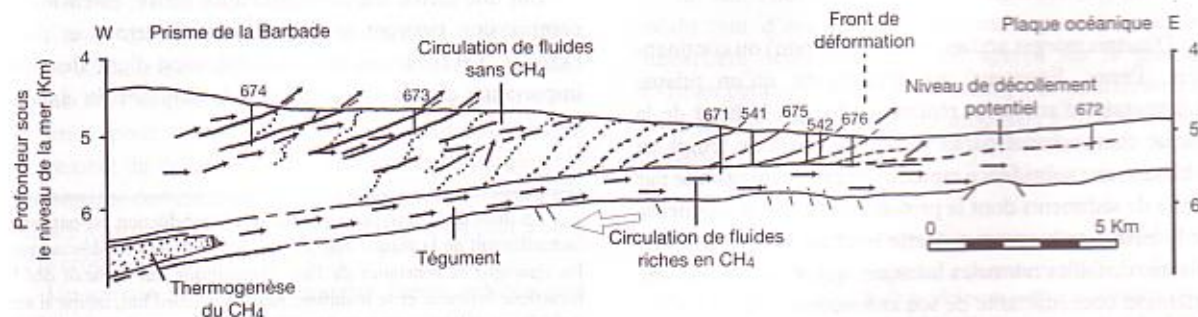


FIGURE 11.150. COUPE DU PRISME SÉDIMENTAIRE D'ACCÉTION DE LA BARBADE. Failles inverses en traits continus : chevauchements actifs ; en pointillés : anciens chevauchements. Les forages avec leurs numéros du programme ODP sont projetés. En bleu : basaltes océaniques.

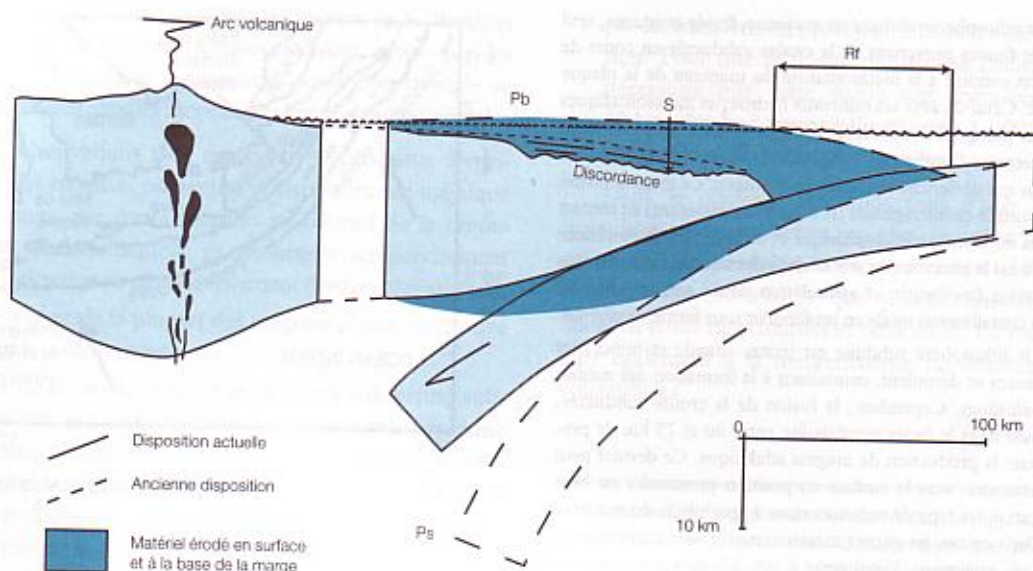


FIGURE 11.151. SUBSIDENCE ET ÉROSION TECTONIQUE D'UNE MARGE ACTIVE. Rf : distance de retrait de l'axe de la fosse. Pb : paléo-profil bathymétrique de la marge. S : subsidence de la marge. La paléopente de la plaque subduite Ps est déduite en reliant l'axe de la paléo-fosse à un point situé 100 km au-dessous de l'arc volcanique de l'époque.

post-miocène inférieur, plissés et empilés en écaillés tectoniques au-dessus d'un tégument sédimentaire du Crétacé terminal-Miocène inférieur non déformé et demeuré solidaire du plancher basaltique océanique. La tectonique de couverture se produit à la faveur d'un niveau de décollement dans lequel circulent des fluides chargés de sels minéraux et de méthane en surpression (25 kg/cm^2) formés entre 5 et 6 km de profondeur, c'est-à-dire plus à l'Ouest, là où le prisme est déjà épais. Les lieux d'émission de ces fluides sont des sources froides également favorables à la vie des grands fonds. Sur son bord occidental, le prisme porte un bassin perché (le bassin de Tobago) dont les dépôts récents sont traversés par des diapirs ou volcans de boue gorgée d'eau sous pression, issue de la déshydratation profonde des sédiments des écaillés inférieures du prisme soumis à l'accroissement de la pression et de la température. La limite entre le bassin de Tobago et la ride est une faille inverse qui plonge vers l'Est ; de cette manière, le prisme d'accrétion apparaît en coupe comme une structure en éventail dissymétrique, à double déversement (fig. 11.138).

D'autres marges actives insulaires (Japon) ou continentales (Pérou, Équateur) ne développent qu'un prisme sédimentaire d'accrétion réduit, tandis que le bord de la plaque chevauchante paraît reculer au cours du temps en subissant une subsidence rapide et durable, enregistrée par la pile de sédiments dont la profondeur de dépôt augmente de la base vers le sommet. Cette bordure est, par ailleurs, affectée de failles normales listriques qui témoignent d'une extension concomitante de son enfoncement (fig. 11.151). Ces faits conduisent à admettre que la croûte du bord de la plaque chevauchante s'amincit et s'enfonce par érosion

tectonique de sa base. Des copeaux arrachés par « rabotage basal », seraient entraînés dans la subduction pour être sous-plaqués plus bas, contribuant ainsi à l'épaississement crustal de l'arc ou de la cordillère. Ce sous-placage reste à établir !

Le domaine arrière-arc est soumis, selon les zones de subduction (fig. 11.143), à une déformation caractéristique soit d'un régime en extension, soit d'un régime en compression. Dans le premier cas, il se forme un bassin subsident à croûte amincie ou bien s'ouvre un bassin à croûte océanique (bassin marginal) comme cela est la règle sur la bordure asiatique du Pacifique. Dans le second cas, apparaît un bassin flexural en cours de raccourcissement au front d'un chevauchement crustal, comme c'est le cas au pied oriental de la Cordillère des Andes (fig. 11.149).

Sur une même marge continentale active, extension et compression peuvent se relayer dans le temps et dans l'espace. Tel fut le cas lors de l'édification d'une des plus importantes chaînes de montagnes : la Cordillère des Andes.

Au droit de la côte péruvo-chilienne, la subduction est-pacifique (actuellement de la plaque Nazca) fonctionne depuis le Mésozoïque. En témoigne la constance de l'arc magmatique qui apparaît dès le Jurassique inférieur et se maintient jusqu'à aujourd'hui, même si son activité est discontinuée dans le temps. L'arc est toujours édifié sur croûte continentale qui a pu être localement très amincie (bassin est-péruvien au Crétacé inférieur).

Les reliefs formés dans ce contexte permanent de subduction comptent parmi les plus importants. Dans le sud du Pérou, la Cordillère orientale dépasse 7 000 m et est séparée de la Cordillère occidentale par l'Altiplano dont l'altitude moyenne est proche de 4 000 m. L'épaississement crustal (la racine s'enfonce à plus de 70 km sous l'Altiplano) qui accompagne ces reliefs est mal compris. Des chevauchements majeurs, à l'origine d'empilement de vastes écaillés crustales, n'ont pas été rapportés. Au contraire, la déformation des roches dans la cordillère est modeste, marquée par des plis généralement droits et peu serrés, à simple schistosité verticale. Le métamorphisme régional, toujours de faible degré, n'est présent que localement. Le raccourcissement transversal de la chaîne, calculé sur la partie visible des structures, demeure compris entre 100 et 150 km.

Ces caractères structuraux des Andes sont la conséquence de déformations qui se sont succédées durant son histoire, tantôt en étirement-aminçissement, tantôt en raccourcissement. Sur une transversale donnée, les périodes durant lesquelles la chaîne est en raccourcissement sont significativement plus courtes que celles pendant lesquelles le domaine est en aminçissement (fig. 11.152).

Dans un contexte de subduction permanente, le pendage de la surface de Wadati-Benioff a pu varier et induire : tantôt un couplage faible (pendage fort) entre plaques avec extension-aminçissement dans la bordure de la plaque Amérique du Sud, tantôt (pendage faible) un couplage fort avec friction élevée et compression. Il demeure que les mécanismes à l'origine du fort épaississement crustal andin sont mal compris.

Deux processus contribuent nécessairement à cet épaississement et à l'orogénèse andine :

- les compressions successives qui ont écaillé la croûte par inversion de failles normales en limite d'anciens bassins. Les débats restent vifs à propos de l'importance des chevauchements, même si certains privilégient actuellement l'écaillage crustal subandin ;
- des apports importants de magmas issus du manteau, à l'origine des empilements volcaniques mais aussi des énormes plutons granodioritiques qui ont nourri la partie ouest de la racine crustale. À ceux-ci, il est logique d'ajouter le sous-placage de morceaux de croûte continentale arrachés par rabottage basal à la bordure de la plaque. Néanmoins, le rôle de l'ensemble de ces apports n'est probablement pas dominant. L'épaisseur maximum de la racine sous-andine est plus à l'Est que l'alignement des grands plutons de la Cordillère Occidentale.

2.4.2 L'OBDUCTION

Il vient d'être vu que le destin « normal » de la lithosphère océanique est son retour au manteau par subduction.

En 1971, le géologue américain Coleman a créé le terme *obduction* pour désigner le chevauchement d'ophiolites (autrement dit de lambeaux de lithosphère océanique) sur une bordure continentale. Dispositif singulier, eu égard à la densité supérieure de l'ophiolite ($\rho = 3$) par rapport à celle de la croûte continentale ($\rho = 2,5$).

Un certain nombre de grandes lames ophiolitiques témoignent cependant de ce comportement dans le sud-ouest du Pacifique (Papouasie - Nouvelle Guinée, Nouvelle

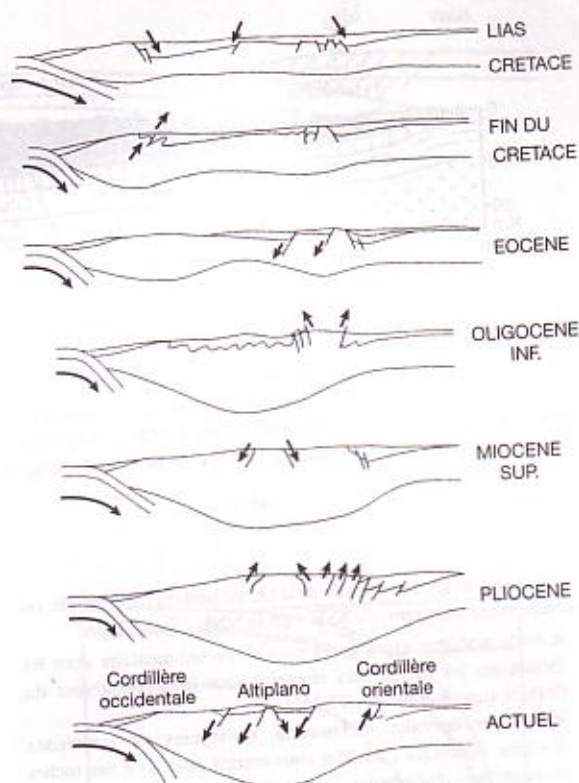


FIGURE 11.152. SCHÉMA ILLUSTRANT L'ENCHAÎNEMENT DES PHASES DE DÉFORMATION DE LA CORDILLÈRE DES ANDES SUR UNE TRANSVERSALE PASSANT PAR LE SUD DU PÉROU.

Calédonie) et sur le bord de la péninsule arabique (Oman). Dans ces régions, la géométrie initiale de l'obduction est conservée. Dans d'autres chaînes de montagnes où les corps ophiolitiques se retrouvent dilacérés dans des sutures « océaniques » (Alpes, Himalaya...), les obductions ont été reprises par des événements tectoniques ultérieurs de collision (cf. infra).

En fait, l'obduction est la conséquence de l'entrée en subduction d'une marge continentale passive sous une lithosphère océanique. Un bref aperçu sur la géologie d'Oman permet de dégager les principales caractéristiques d'une chaîne d'obduction et de modéliser le processus géodynamique.

La chaîne d'Oman qui culmine à plus de 3 000 m, dessine un croissant à la pointe orientale de la péninsule arabique (cahier couleur, p. XVI). Pour l'essentiel, elle est faite d'une vaste nappe ophiolitique charriée sur le bord de la plate-forme continentale.

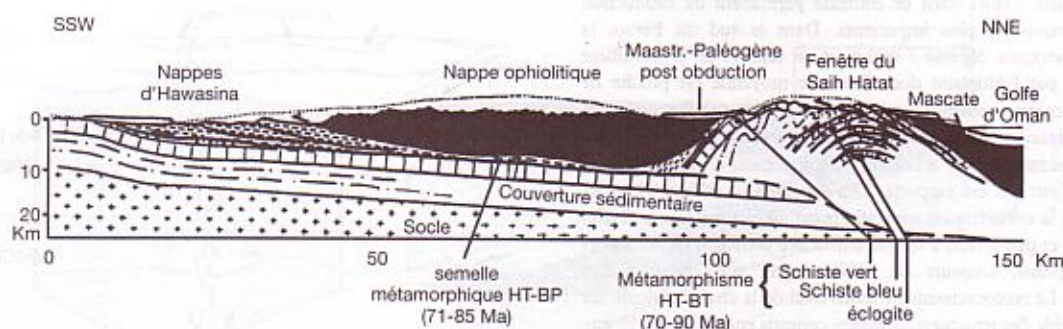


FIGURE 11.153. COUPE SCHEMATIQUE DE LA CHAÎNE D'OBDUCTION D'OMAN PASSANT PAR MASCATE ET L'ANTICLINAL TARDIF DE NAPPE DU SAIH HATAT. Au cœur de ce dernier apparaissent les unités de la marge continentale, métamorphisées dans des conditions HP-BT. Noter la discordance des formations sédimentaires du Crétacé terminal – Paléogène qui scellent l'obduction et l'exhumation des formations de la marge arabe métamorphisées. La ligne en pointillés souligne la déformation tardive oligo-miocène.

Selon une coupe transversale de la chaîne passant par Mascate, on rencontre successivement, du SSW vers le NNE (fig. 11.153) :

- le socle arabe muni de sa couverture sédimentaire dont les formations les plus jeunes engagées sous les nappes, sont du Crétacé supérieur récent (75 Ma) ;
- les nappes frontales d'Hawasina, constituées de formations d'origine océanique : basaltes sous-marins associés à des roches sédimentaires (radiolarites, carbonates...) ;
- la nappe de lithosphère océanique déjà décrite (fig. 11.6) avec, conservée localement, sa couverture sédimentaire marine d'origine. Les termes les plus récents de celle-ci sont de la base du Crétacé supérieur (95 Ma). La flèche totale du recouvrement sur la croûte continentale est d'environ 400 km : 100 km de portée du charriage visible à terre, plus 300 km de largeur de plateau continental.

À sa base, la nappe ophiolitique présente une « semelle » métamorphisée peu épaisse et discontinue. Ce sont des metabasites et des métaradiolarites (anciennes roches océaniques) très déformés et affectés par un métamorphisme haute température-basse pression (faciès amphibolite) : 80 °C pour une pression ≤ 6 kbars. Dans cette même semelle, au front de la nappe, les valeurs sont plus faibles (400 °C) : le métamorphisme n'est qu'à faciès schiste vert.

- apparaissant en fenêtre, près de Mascate, plusieurs nappes de matériel crustal continental métamorphisé, superposées et arquées en antiforme. Elles sont issues de l'ancienne marge passive arabe.

Les paragenèses minérales du métamorphisme de ces nappes sont, par différence avec celles de la semelle ophiolitique précédente, de haute pression – basse température ; sans que l'épaisseur totale de la pile de nappes les surmontant ne puisse l'expliquer. Dans l'unité la plus profonde, les éclogites sont apparues sous une pression maximale de 20 Kbars et pour une température n'ayant pas dépassé 500 °C. L'unité qui la surmonte est à faciès schistes bleus, le degré de métamorphisme HP-BT devenant de plus en plus faible dans les unités sus-jacentes (fig. 11.153).

On note enfin que les contacts tectoniques entre unités sont des cisaillements ductiles, contemporains de leur exhumation. Celle-ci est intervenue immédiatement après la mise en place de la nappe ophiolitique.

Divers enseignements sont tirés des données précédentes :

- *Sur l'âge de la lithosphère océanique impliquée dans l'obduction*

Dans le cas d'Oman, les âges radiométriques obtenus sur les roches magmatiques de la nappe sont voisins de 100 Ma. Elles ne sont que de 5 Ma plus vieilles que les sédiments marins les plus récents portés. La lithosphère, formée au Crétacé moyen, qui s'est détachée de l'océan (il s'agit de la Téthys) était donc très jeune (âgée au plus de 5 Ma), mince et chaude ;

- *Sur l'initiation de l'obduction*

Le Crétacé moyen est marqué par une réorganisation brutale et globale de la cinématique des plaques. En particulier, la partie de la Téthys dont est issue l'ophiolite d'Oman, passe d'un régime d'expansion océanique à un régime de convergence. C'est à ce moment que se produit le « détachement » d'une partie de la lithosphère océanique (= l'ophiolite) qui entame dès lors sa progression vers la marge arabe à la faveur d'une subduction intra-océanique.

La question de savoir si l'obduction naît à la faveur d'une subduction intra-téthysienne préexistante à plongement vers le Nord-Est, ou bien d'un chevauchement naissant à l'axe de la dorsale océanique jusque là active et plongeant vers le Nord-Est en réutilisant la limite lithosphère-asthénosphère, reste posée.

- *Sur le charriage de l'ophiolite*

Il se produit d'abord sur la croûte océanique (fig. 11.154a) avec formation d'un prisme d'accrétion aux dépens des sédiments océaniques. Il sera poussé jusque sur le continent, au front de l'ophiolite qui agit comme un bulldozer (nappes d'Hawasina). L'effet « fer à repasser » de la base chaude de la lithosphère produit le métamorphisme à faciès amphibolite (HT-BP) en semelle de nappe, voire un début de fusion de la croûte subduite dont les produits participent à l'activité volcanique à affinité d'arc insulaire, au toit de la lithosphère chevauchante (fig. 11.154a).

Une fois l'espace océanique consommé, l'ophiolite s'avance (fig. 11.154b) sur la marge puis sur le continent, parcourant environ 400 km en 20 Ma (cf. supra) à la vitesse moyenne de 2 cm/an (qui est d'ailleurs la vitesse de la convergence Afrique/Eurasie).

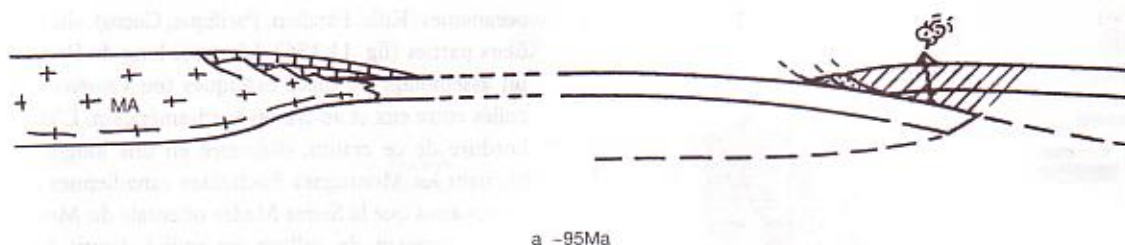


FIGURE 11.154. SCÉNARIO DE L'OBDUCTION OMANAISE.

a : progression de l'ophiolite à la faveur d'une subduction intra-océanique. b : obduction de l'ophiolite sur le continent arabique, par entraînement de la marge passive dans la subduction. MA : marge arabique ; NH : nappes d'Hawasina ; NO : nappe ophiolitique (en hachuré).

• Sur l'obduction et l'exhumation des unités de croûte continentale métamorphisées sous HP-BT

Une conséquence de l'entrée en subduction de la marge continentale arabique est que ses matériaux ont été rapidement portés dans des conditions de haute pression et métamorphisés dans les faciès schistes bleus et écolites. L'enfoncement s'est produit jusqu'à une centaine de kilomètres.

Une modélisation physique (fig. 11.155) indique effectivement que la subduction de la lithosphère océanique entraîne à sa suite celle de la marge continentale, jusqu'à près de 200 km de profondeur. À ce stade, la croûte supérieure fragile casse près de la base de la lithosphère océanique chevauchante (fig. 11.155-1). La lame de croûte continentale ainsi libérée, remonte très rapidement sous l'effet de la poussée d'Archimède et s'insinue entre les plaques. Elle produit un épaississement crustal et par conséquent, un bombement avec fracturation en traction de la lame ophiolitique obductée (fig. 11.155-2). Finalement, l'exhumation se produit après percement de la nappe ophiolitique (dont un lambeau se trouve ainsi isolé au front), à la faveur du jeu simultanément actif d'un cisaillement en faille inverse à la base de la lame de croûte continentale (il reste aveugle sous l'ophiolite) et d'un cisaillement en faille normale à son dos (fig. 11.155-3).

• Sur l'arrêt de l'obduction omanaise

Il est intervenu à la fin du Crétacé, comme en témoigne la discordance angulaire des formations sédimentaires de cet âge sur l'édifice de nappes (fig. 11.153). La convergence Afrique-Eurasie, accommodée jusqu'alors par l'obduction, a été relayée ensuite par la subduction du reste de lithosphère océanique du Golfe d'Oman vers le Nord-Est, sous la marge iranienne. L'édification du prisme d'accrétion sédimentaire du Makran qui en est une marque, a débuté à l'Eocène.

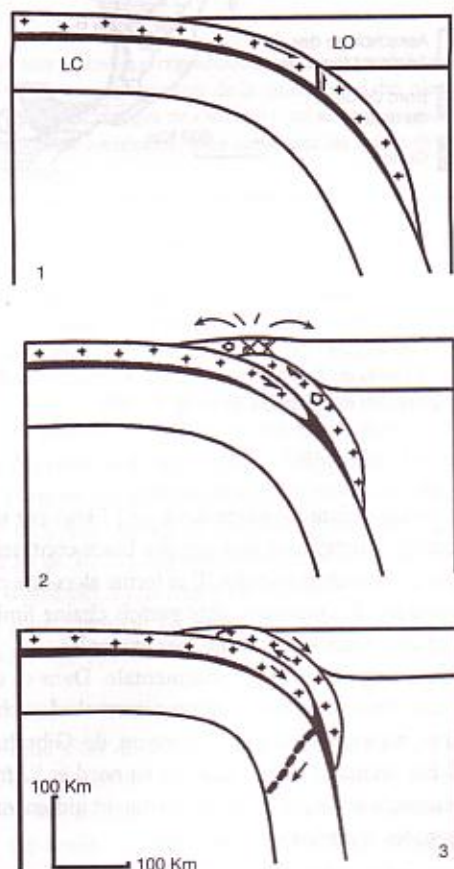


FIGURE 11.155. MODALITÉS DE L'OBDUCTION ET DE LA SUBDUCTION CONTINENTALES PRÉSENTÉES EN TROIS STADES. LC : lithosphère continentale ; LO : lithosphère océanique.

D'après Chemenda (1994), modifié.

2.4.3 LA COLLISION

En contexte de convergence de plaques et amorcée par la subduction de la lithosphère océanique, la collision intervient entre une marge continentale et une entité crustale qui, selon les cas, est :

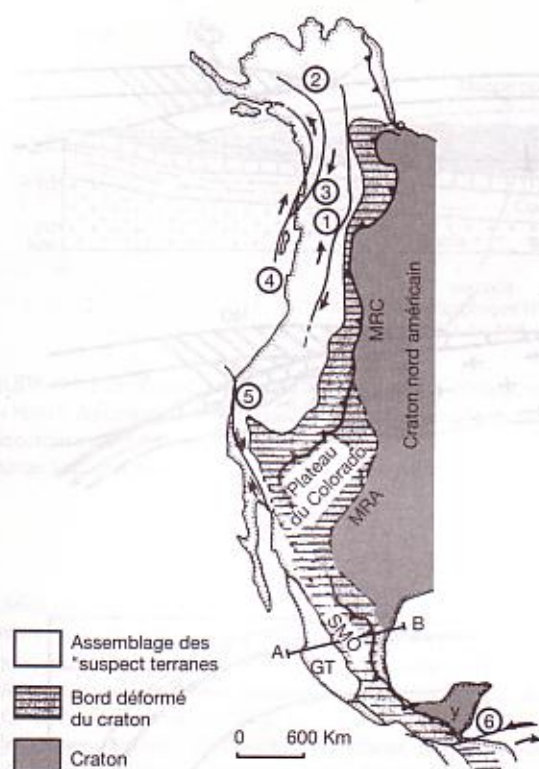


FIGURE 11.156. LES « SUSPECT TERRANES » DANS LA CORDILLÈRE OUEST-AMÉRICAINE. GT : « Guerrero terrane » ; MRA : Montagnes Rocheuses américaines ; MRC : Montagnes Rocheuses canadiennes ; SMO : Sierra Madre Orientale ; Y : Yucatan. 1 : faille Tintina ; 2 : faille Denali ; 3 : faille Fairweather ; 4 : faille de la Reine Charlotte ; 5 : faille de San Andreas ; 6 : failles Polochic-Motagua. AB : emplacement de la coupe de la fig. 11.157.

- une croûte océanique surépaissie (> 17 km) par un arc volcanique installé ou non sur des blocs continentaux ou par un plateau océanique. Il se forme alors une chaîne en bordure du continent, dite parfois chaîne liminaire (Cordillère ouest-américaine, par exemple) ;
- ou bien, une autre marge continentale. Dans ce cas, il naît une chaîne de collision intercontinentale. Les chaînes alpines mésogéennes qui s'allongent de Gibraltar au Sud-Est asiatique entre l'Eurasie au nord et l'Afrique, la péninsule arabique et de subcontinent indien au sud, en sont les représentants classiques.

a – Un exemple de collision arc-continent dans la Cordillère ouest-américaine

La Cordillère ouest-américaine s'allonge de l'Alaska à l'Amérique centrale. Au-dessous des plateaux volcaniques cénozoïques liés aux subductions successives des plaques

océaniques (Kula, Farallon, Pacifique, Cocos), elle comprend deux parties (fig. 11.156). L'une, le long du Pacifique, est un assemblage de blocs exotiques (ou « suspect terranes ») collés entre eux et au craton nord-américain. L'autre est la bordure de ce craton, déformée en une longue ceinture incluant les Montagnes Rocheuses canadiennes et américaines ainsi que la Sierra Madre orientale du Mexique.

Le concept de collage est utilisé depuis les années 1970, époque à laquelle, en Alaska, furent individualisés (sur des critères géologiques, paléontologiques, paléomagnétiques...) un certain nombre de blocs exotiques (d'origine lointaine, au moins en latitude) juxtaposés de part et d'autre de grands décrochements.

Le collage, tel qu'on l'observe actuellement, résulte le plus souvent d'une dispersion des blocs sur plusieurs centaines de kilomètres, le long de grands décrochements, de la fin du Crétacé au Tertiaire. Les accrétions successives des blocs entre eux et à la marge nord-américaine sont antérieures. Elles ont débuté à la base du Jurassique (200 Ma) pour s'achever il y a 100 Ma, à la fin du Crétacé inférieur. Lorsque les effets de l'accrétion initiale du « terrane » ont été préservés, il s'avère généralement que le processus mis en jeu était, à la suite de la fermeture d'un espace de type océanique (partie d'océan ou bassin marginal) une collision arc-continent comme ce fut le cas au Mexique.

Le Mexique mésozoïque présente deux domaines (fig. 11.156 et fig. 11.157) :

- à l'est et au centre, l'extrémité sud du continent nord-américain. Le soubassement anté-jurassique supérieur supporte une couverture sédimentaire du Jurassique supérieur-Crétacé supérieur décollée au niveau d'évaporites du Jurassique supérieur et plissée (Sierra Madre orientale), formant une nappe charriée vers l'est-nord-est à la fin du Crétacé supérieur et au début du Tertiaire ;
- à l'ouest, le « Guerrero terrane ». Il chevauche sur sa limite orientale le domaine précédent. C'est un ancien arc volcanique installé pour partie sur croûte océanique, pour partie sur des blocs continentaux. Les roches volcaniques calco-alcalines (andésites et rhyolites principalement) et volcano-détritiques qui le constituent sont du Jurassique terminal – Crétacé inférieur. De nombreux plutons granodioritiques du Crétacé supérieur et de la base du Tertiaire, les recoupent. Coincés dans le chevauchement, des écaillés tectoniques faites de basaltes tholéitiques en coussins surmontés de radiolarites et de calcaires pélagiques datés du Crétacé inférieur, sont les témoins d'un ancien domaine à croûte océanique qui séparait l'arc du « Guerrero terrane » actif de la marge continentale passive du craton nord-américain. La bande étroite de chevauchement qui sépare les deux domaines a valeur de suture océanique, entre le craton nord-américain et le « terrane ». Le chevauchement de l'arc sur la bordure du continent est daté de l'Albien-Cénomanién. C'est aussi l'époque à laquelle un bassin flexural s'individualise, sur la partie ouest du craton. Il sera comblé, durant le Crétacé supérieur, par les produits fournis par l'érosion de l'arc acréte.

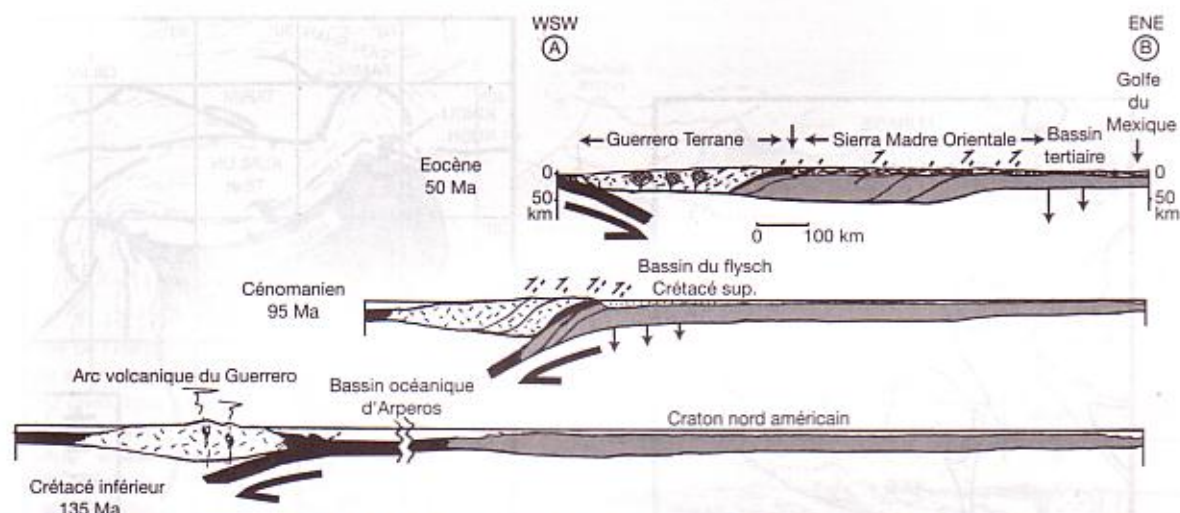


FIGURE 11.157. MODÉLISATION EN COUPE ET À L'ÉCHELLE CRUSTALE, DE L'ACCRÉTION DU « GUERRERO TERRANE » AU CONTINENT NORD-AMÉRICAIN PAR COLLISION ARC-CONTINENT, IL Y A 100 MA (PHASE OROGÉNIE). Les flèches verticales et dirigées vers le bas indiquent les flexures crustales.

En fonction des données précédentes, on reconstruit l'évolution, au Crétacé, de la partie mexicaine de la Cordillère ouest-américaine, de la manière suivante (fig. 11.157):

- au Crétacé inférieur, le domaine de la Sierra Madre orientale, extrémité sud du craton nord-américain, est le siège d'une sédimentation épicontinentale principalement carbonatée. Ses limites sont deux marges passives qui assurent la transition avec le Golfe du Mexique à l'Est et un domaine océanique, dit bassin d'Arperos, à l'Ouest. La subduction vers l'Est de la lithosphère de ce bassin, en générant le volcanisme d'arc insulaire du « Guerrero terrane », provoque le rapprochement entre celui-ci et la marge continentale mexicaine. Une fois résorbé l'espace du bassin d'Arperos, la collision entre l'arc et le craton se produit à l'Albien-Cénomanien (phase tectonique orogénienne) après que la marge mexicaine se soit engagée dans la subduction sous l'arc, jusqu'au blocage du processus. Des écaïles de croûte océanique sont alors coincées dans le chevauchement. La collision est suivie par la mise en place, dans l'arc inactivé et déformé essentiellement sur sa limite est, de plutons granodioritiques issus de la fusion liée au surépaississement crustal. La surcharge imposée par le chevauchement induit la flexure du bord ouest du domaine cratonique où s'installe le bassin du flysch crétacé supérieur de la Sierra Madre orientale.

L'orogénèse laramienne, au début du Tertiaire, n'est vraiment active que dans la Sierra Madre Orientale où elle provoque un écaillage et un épaississement crustal qu'accompagnent un décollement généralisé de la couverture et la mise en place de grandes nappes de charriage vers l'Est-Nord Est. Il s'agit d'une déformation intracontinentale avec intrusions granitiques.

L'accrétion du « Guerrero terrane » au craton nord-américain est bien finalement le résultat d'une collision arc-continent intervenue à la fin du Crétacé inférieur. On remarquera sur la fig. 11.157 que des parties de ce « terrane » sont actuellement détachées et transportées vers le nord, à la faveur du jeu dextre de la faille de San Andreas ou vers le sud-est à la faveur de celui sénestre du système de failles Polochic-Motagua. Elles se retrouvent collées aux unités californiennes, pour les unes et à la plate-forme du Yucatan, pour les autres.

Ces deux processus géodynamiques qui se sont produits au Mexique en réponse à des changements de la cinématique des plaques, sont représentatifs des collages de « terranes » qui se sont succédés dans la Cordillère ouest-américaine, mais aussi dans les Andes de Colombie et d'Équateur.

b - La collision intercontinentale : l'exemple de la collision Inde-Eurasie

La collision continent-continent entre l'Inde et l'Eurasie est exemplaire sous divers aspects. Elle se produit frontalement sur plus de 2 000 km, en donnant naissance à la plus haute des chaînes de montagnes : l'Himalaya. De plus, elle est à l'origine de déformations majeures qui affectent la partie de l'Asie située au Sud-Est d'une ligne allant du Pamir au lac Baïkal. En témoigne l'activité sismique abondamment distribuée à l'intérieur du continent mais qui est toutefois plus marquée en limite de blocs qui se déplacent (fig. 11.15 p. 399).

b₁. L'orogénèse himalayenne

L'Inde s'est détachée du Gondwana au Crétacé inférieur. Il s'agissait en fait d'une « grande Inde » car on estime à 1 000 km la largeur de la lithosphère (pourvue initialement de croûte continentale), aujourd'hui subduite sous le Tibet. Après disparition de la lithosphère océanique téthysienne sous la marge tibétaine, le continent est entré en collision avec l'Eurasie dès l'Eocène inférieur, d'abord par son angle pakistanais (fig. 11.158 p. 482). Depuis, la convergence se poursuit à la vitesse de 5 cm/an, selon la

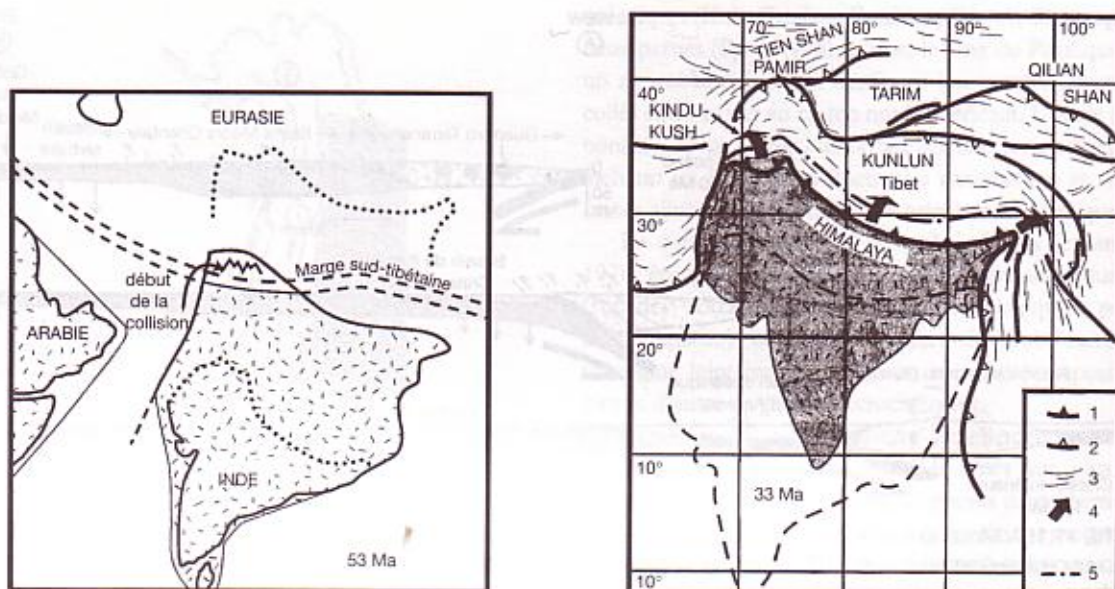


FIGURE 11.158. POSITIONS RELATIVES DE L'INDE PAR RAPPORT À L'EURASIE À DIVERS STADES DE LA COLLISION : Éocène inférieur (- 53 Ma, début de la collision), Oligocène (- 33 Ma) et actuel. Concernant le stade actuel, 1 : MBT, 2 : autres chevauchements majeurs, 3 : plis, 4 : subduction profonde de la lithosphère indienne, 5 : suture de l'Indus-Tsangpo.

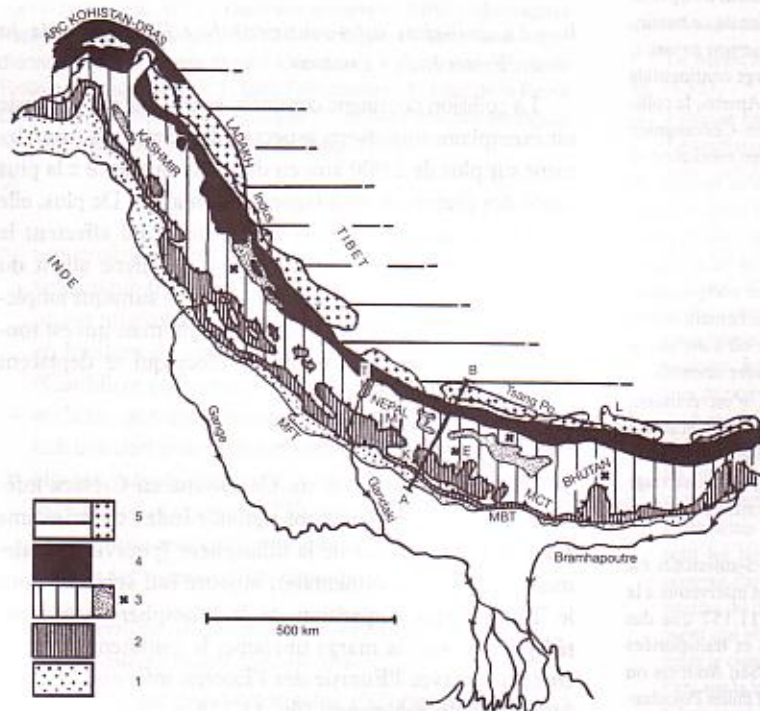


FIGURE 11.159. CARTE STRUCTURALE SCHÉMATIQUE DE L'HIMALAYA. 1 : Siwaliks ; 2 : Moyen Himalaya ; 3 : Haut Himalaya (croix : leucogranites ; pointillés : bassins plio-quaternaires) ; 4 : suture ophiolitique ; 5 : Transhimalaya avec, en petites croix les principaux batholites granodioritiques. E : Everest ; K : Kathmandou ; L : Lhassa ; M : Manaslu ; T : graben de la Thakkola. AB : situation de la coupe de la fig. 11.20.

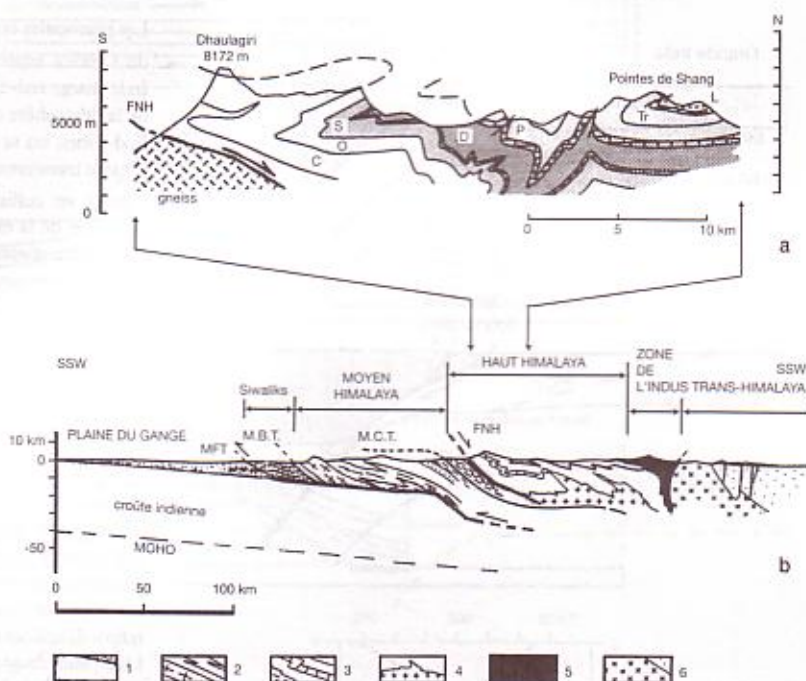


FIGURE 11.160. a : Coupe générale simplifiée de l'Himalaya avec, 1 : croûte indienne et sa couverture sédimentaire ; 2 : socle gneissique et couverture sédimentaire du Moyen Himalaya ; 3 : socle gneissique et couverture sédimentaire du Haut Himalaya ; 4 : leucogranites ; 5 : suture ophiolitique ; 6 : Transhimalaya avec batholithe granodioritique. b : Détail de la déformation affectant la série sédimentaire (Cambrien à Lias) du Haut Himalaya, décollée tardivement de son socle à la faveur de la faille normale nord-himalayenne (FNH), et glissée en collapse vers le Nord.

direction NNE-SSO (vecteur actuel de déplacement de l'Inde par rapport à la partie sibérienne stable de l'Eurasie), tandis que l'Himalaya s'édifie aux dépens de la croûte indienne.

En carte (fig. 11.159) et en coupe (fig. 11.160 et fig. 11.20 p. 402), la chaîne présente, de l'avant-pays indien, au Sud, jusqu'au plateau tibétain, au Nord, des unités structurales bien identifiées :

- les premiers chaînons des *Sivaliks*. Ils résultent de la déformation en cours des sédiments détritiques néogènes et quaternaires du bassin flexural du Gange. Ce sont, le plus souvent, des anticlinaux de rampe déversés vers le Sud et portés par le MFT (« Main Frontal Thrust »).
- le *Moyen Himalaya*. Il s'agit d'un empilement de nappes constituées, pour l'essentiel, de formations précambriennes et mis en place depuis 18 Ma par l'intermédiaire du MBT (« Main Boundary Thrust »). Ses roches sont affectées par une déformation pénétrative (schistosité plate et linéation d'étrétement transversale à l'allongement de la chaîne) associée à un métamorphisme himalayen dont l'intensité va croissant vers le haut de l'unité où il atteint les faciès amphibolite (métamorphisme inverse).
- le *Haut Himalaya*. Porté par le MCT (« Main Central Thrust ») sur l'unité précédente, probablement dès la base de l'Oligocène et certainement à l'Oligo-Miocène (- 25 à - 10 Ma). Il comprend un socle gneissique précambrien (la « Dalle du Tibet ») parfois très épais (plus de 10 km) surmonté d'une couverture sédimentaire

allant du Cambrien à l'Éocène (= 10 000 m d'épaisseur). Elle donne les plus hauts sommets himalayens (Everest, Annapurna, Dhaulagiri...). À la faveur de la faille normale nord-himalayenne (FNH) qui a fonctionné dès le Miocène (son jeu est donc contemporain de celui du MCT et du début de celui du MBT), la couverture préalablement écaillée et plissée (déversement sud) s'est désolidarisée du socle précambrien, a glissé vers le Nord en se déformant en grand plis couchés de deuxième phase (phénomène de collapse). Le Haut Himalaya est affecté d'un métamorphisme daté de 45 à 5 Ma. Le degré de celui-ci est élevé au niveau des gneiss, près du MCT (6 à 8 km, 700 °C ; faciès amphibolite) puis décroît rapidement en montant jusque dans la couverture sédimentaire. Des petits massifs de leucogranites (Manaslu) se sont mis en place dans l'unité, le plus souvent à la limite socle couverture décollée.

- la *suture Indus - Tsangpo*. Étroite, elle est caractérisée par la présence d'écaillés tectoniques très déformées, parfois charriées vers le Sud sur le Haut Himalaya, souvent redressées à la verticale. Ces écaillés sont constituées de radiolarites, de péridotites, de serpentines, de schistes bleus... bref, d'éléments d'ophiolites obductés et témoins de l'ancien océan téthysien disparu par subduction sous la marge tibétaine avant la collision.
- la *chaîne transhimalayenne*. Elle comprend un socle de roches métamorphiques muni d'une couverture sédimentaire de plateforme peu profonde qui émerge au Crétacé supérieur. L'ensemble est traversé et est surmonté par des formations magmatiques calco-alcalines de marge continentale active, datées du Crétacé supérieur à l'Éocène.

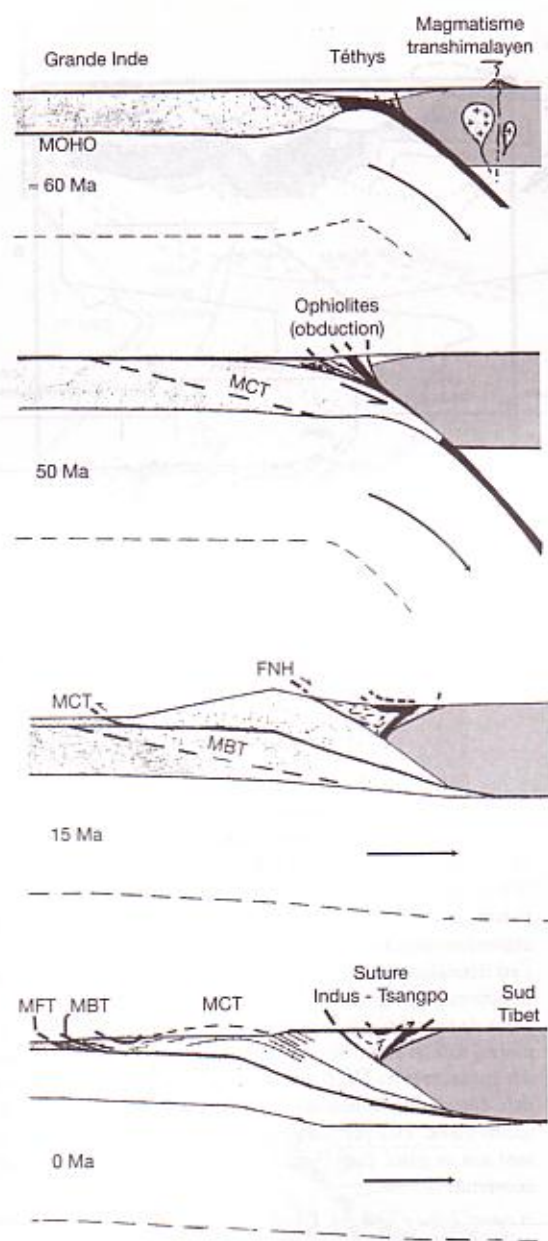


FIGURE 11.161. SCHÉMATISATION DE LA FERMETURE TÉTHYSIENNE ET DE LA COLLISION HIMALAYENNE. Commentaire dans le texte.

L'histoire structurale de l'Himalaya telle qu'on la reconstruit, permet de situer dans le temps et l'espace plusieurs processus généraux de la collision continent-continent.

Les principales étapes de cette évolution sont (fig. 11.161) :

- du Crétacé supérieur au Paléocène-Éocène : le rapprochement Inde-marge sud-tibétaine de l'Eurasie. Il résulte de la subduction de la lithosphère océanique sous la marge continentale active du Sud-Tibet, où se manifeste l'activité magmatique calco-alcaline (chaîne transhimalayenne)
- l'entrée en collision de la marge passive indienne (« Grande Inde ») et de la marge active sud-tibétaine. Précédée de peu par l'obduction d'ophiolites sur la marge indienne, elle se produit de façon diachronique (fig. 11.157 p. 481) durant l'Éocène, alors que prend fin le magmatisme orogénique transhimalayen. C'est l'époque du serrage et de l'écaillage de la suture de l'Indus. Corrélativement, la vitesse d'expansion de l'Océan Indien ralentit de 10 à 5 cm/an.
- l'écaillage de la croûte indienne détachée et la poursuite de la subduction du manteau lithosphérique. Sur les 2 000 km de convergence Inde-Eurasie stable (Sibérie) poursuivie de l'Éocène à l'Actuel, on estime que près de 1 000 km ont été absorbés par le clivage et l'écaillage himalayens de la croûte indienne (550 km conservés, le reste ayant été érodé au cours de l'orogénèse). L'autre millier de kilomètres a été absorbé par la déformation du continent asiatique au nord et de la suture Indus-Tsangpo (cf. infra). L'accident majeur de l'écaillage himalayen est le MCT. L'ampleur de son mouvement en faille inverse est supérieure à 200 km. Ce chevauchement initié à ~ 35 Ma, a amené les roches profondes et chaudes de la croûte continentale sur celles en surface et froides du Moyen Himalaya. En résultent : d'une part le métamorphisme inverse par effet de « fer à repasser » des parties hautes de l'unité sous-jacente (fig. 11.162a) et leur déshydratation ; d'autre part, et déclenchée par la percolation des fluides précédents dans la base chevauchante et chaude (~ 700 °C) du Haut Himalaya, la fusion des gneiss à l'origine des leucogranites.

Une autre conséquence du fonctionnement du MCT est le redressement de l'écaillage du Haut Himalaya et des écaillages plus précoces (dont celles de la suture) qu'elle porte. Cela crée les conditions de l'instabilité gravitaire de la couverture sédimentaire préalablement déformée qui commence à glisser vers le nord sur la FNN. Cette dernière résulte vraisemblablement de l'inversion en jeu normal d'un chevauchement plus ancien (éohimalayen, 36 Ma), dont témoigne, en particulier le métamorphisme prograde éocène-oligocène (fig. 11.162b).

Le MCT quasiment bloqué il y a 10 Ma, de nouveaux clivages plus externes se produisent dans la croûte indienne, avec fonctionnement de nouveaux chevauchements crustaux dont le MBT (glissement ≥ 100 km). Les sédiments du bassin flexural de la plaine du Gange sont poussés à son front où se construit le prisme d'accrétion sédimentaire des Siwaliks, au-dessus du MFT.

À l'avant (sud) de la suture de l'Indus-Tsangpo, l'Himalaya présente ainsi une structure d'ensemble relativement simple. L'empilement d'écaillages de croûte indienne et la progression de la déformation (par sauts successifs du chevauchement frontal), sont caractéristiques d'un véritable prisme d'accrétion crustal. Le mécanisme de sa genèse est comparable à celui d'un prisme sédimentaire d'accrétion d'une zone de subduction, né au-dessus d'un niveau

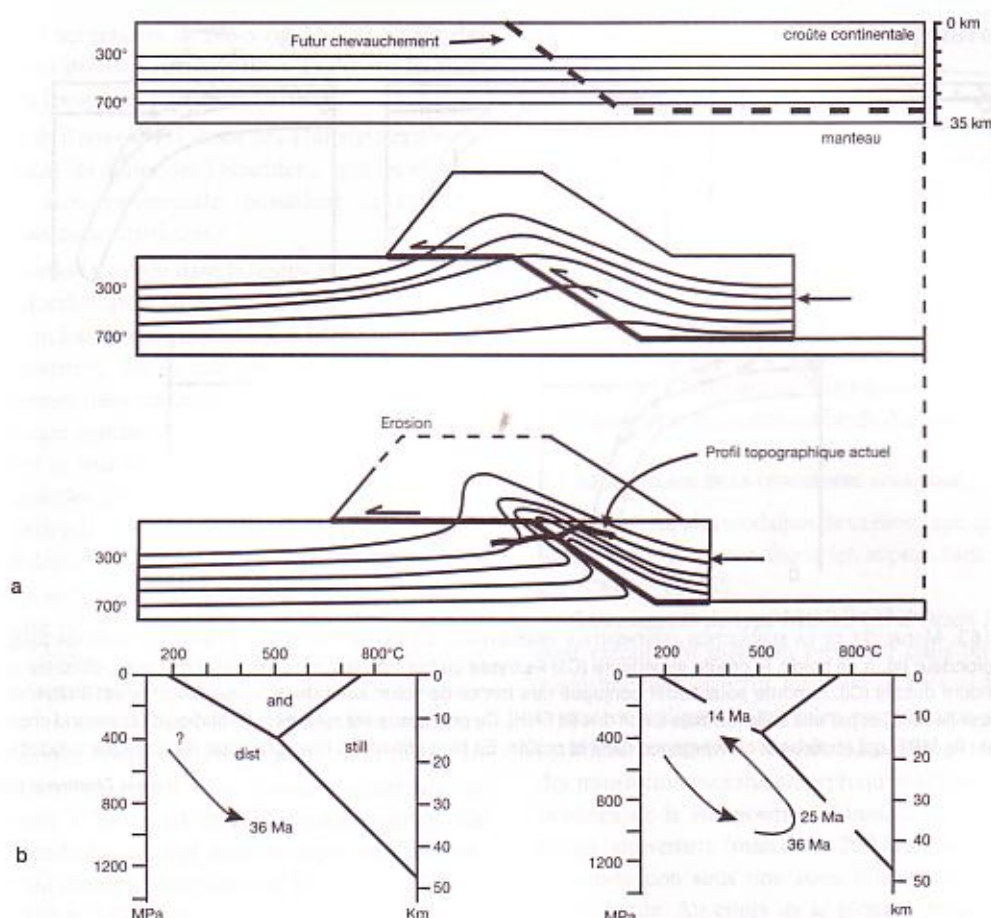


FIGURE 11.162. QUELQUES ASPECTS DES CONDITIONS DU MÉTAMORPHISME LIÉ À LA COLLISION HIMALAYENNE. a : Modélisation de la déformation des isothermes qui accompagne un écaillage crustal initié à la faveur d'un décollement dans la croûte continentale inférieure: effet de fer à repasser. b : évolution P, T, t d'une roche prise à la base du socle cristallin du Haut Himalaya, près du MCT, dans la vallée de la Kali Gandaki. Jusqu'à 36 Ma (Éocène moyen) : métamorphisme prograde témoignant de chevauchements à l'Éocène-Oligocène (éohimalayens) à l'arrière du MCT qui ont conduit à l'enfouissement tectonique de l'unité. De 36 Ma à 14 Ma : évolution métamorphique rétrograde témoignant de l'exhumation de l'unité à la faveur des jeux simultanés du MCT et de la FNH.

de décollement fondamental (cf. prisme de la Barbade, fig. 11.150 p. 475). Ici, le décollement se situerait dans la croûte inférieure ductile.

Dans le cas de l'Himalaya, le processus géodynamique fondamental serait donc la subduction d'une lithosphère continentale. Sont en sa faveur : d'une part, les images obtenues par sismique écoute longue montrant l'enfoncement de la croûte indienne jusque sous le bord du Sud-Tibet (fig. 11.20) ; d'autre part, une modélisation physique (fig. 11.163) indiquant que la croûte continentale subduite jusqu'à 200 km de profondeur se casse et de détache du manteau lithosphérique (lequel poursuit sa subduction) pour donner une écaille qui est éjectée vers la surface où elle forme un relief rapidement érodé. Ce modèle fournit, par ailleurs, une explication au détachement en faille normale qui se produit au toit de l'écaille crustale, ainsi qu'à l'exhumation des roches métamorphisées sous haute pression, dans un contexte de convergence permanente.

b₂. La déformation de l'Asie sous l'effet de la collision

Au nord de la suture Indus-Tsangpo, elle se manifeste d'abord par la présence du plateau tibétain, remarquable par son altitude moyenne voisine de 5 000 m, ainsi que par la surépaisseur (70 km) de la croûte continentale qui le supporte. Parmi les explications avancées, l'une d'elles prend en compte le fait que le plateau est entouré de zones de déformation actives compressives (Himalaya, Kunlun ; fig. 11.158). La surépaisseur ainsi obtenue est maintenue dynamiquement par la persistance de la compression.

Les effets à grande distance de la collision continent-continent (véritable poinçonnement à l'échelle de l'Asie) sont divers. Pour le Tien Shan, il s'agit d'une réactivation d'une chaîne hercynienne qui se trouve rajeunie. Ailleurs et parfois très loin, (fig. 11.164), ce sont des déplacements et

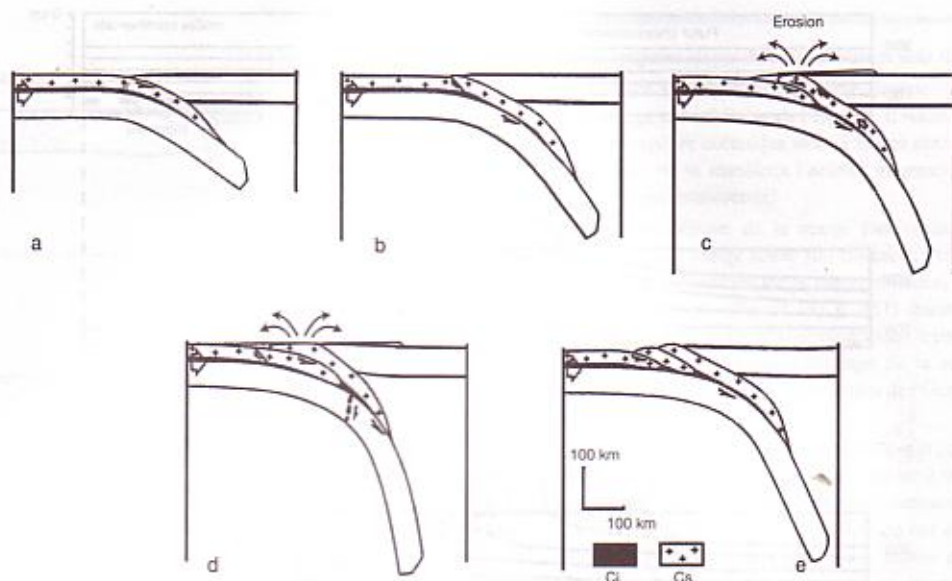


FIGURE 11.163. MODALITÉS DE LA SUBDUCTION CONTINENTALE HIMALAYENNE. La croûte continentale indienne s'enfonce jusqu'à près de 200 km de profondeur (a). À ce stade, la croûte supérieure (Cs) se casse au front de la zone de collision (b), puis, décollée au niveau de la croûte inférieure ductile (Ci), remonte sous l'effet conjugué des forces de volumes et de l'érosion. La lame est limitée par une faille inverse à sa base (le MCT) et par une faille normale à son dos (la FNH). Ce processus est suivi de la formation d'un second chevauchement crustal à l'avant (le MBT) qui absorbe la convergence dans la croûte. En bleu : manteau lithosphérique de la plaque subduite.

D'après Chemenda (1995), modifié.

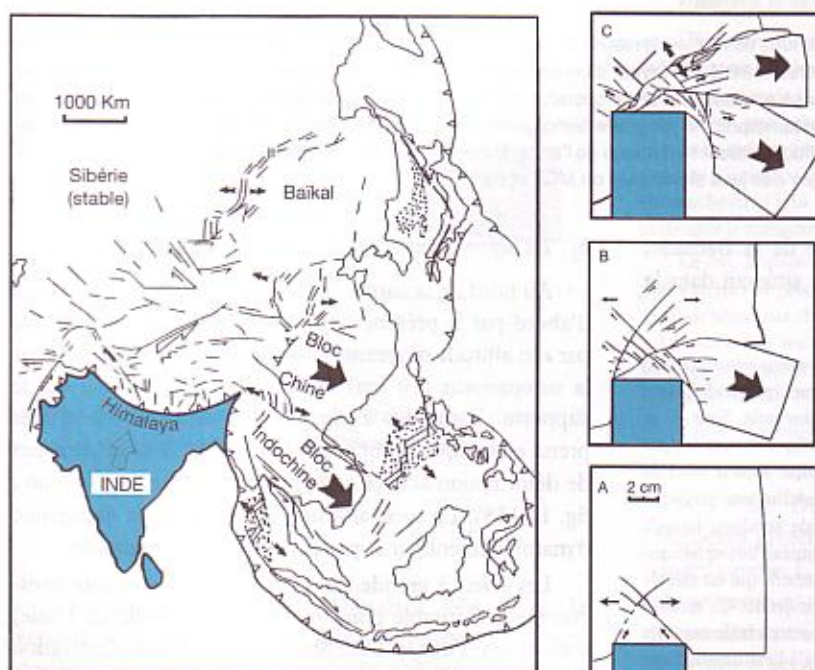


FIGURE 11.164. LES EFFETS DE LA COLLISION INDE - EURASIE SUR LE CONTINENT ASIATIQUE. a : Schéma structural de la déformation cénozoïque du Sud-Est asiatique avec les blocs indochinois et chinois en cours d'extrusion vers le SE entre de grands décrochements et les bassins en extension. Certains (en pointillés) sont à fond océanisé. A à C : 3 stades successifs d'un modèle analogique dans lequel un bloc de plastiline (l'Asie), libre sur son bord droit, est soumis à l'avancée d'un poinçon (l'Inde). L'extrusion successive de deux blocs vers la droite, la fracturation et le rifting à l'avant du poinçon sont semblables (à une échelle très différente) à la déformation figurée sur la carte.

des extrusions successives de blocs rigides à la faveur des jeux de grands décrochements (Altyn Tagh) sur lesquels s'ouvrent des bassins en pull-apart (Baïkal).

En résumé, il ressort de l'étude de l'Himalaya et d'autres édifices comme les Alpes, les Dinarides... que les chaînes de collision inter-continentales possèdent en commun quelques traits caractéristiques :

- leur formation succède dans le temps et dans l'espace à une subduction qui a fait disparaître un espace océanique (ou un bassin marginal à croûte océanique) ;
- elles présentent, de ce fait, une suture ophiolitique généralement très écrasée qui situe la frontière entre les deux marges continentales entrées en collision ;
- leur relief et leur racine résultent de l'empilement de lames crustales qui ont été débitées soit dans une seule marge (Himalaya central), soit dans les deux marges. Dans ce dernier cas, la vergence peut être unique (Alpes orientales où la marge sud-alpine chevauche l'autre en enfouissant la suture ophiolitique, fig. 11.102 p. 443) ou double (chaînes péri-méditerranéennes). Lorsqu'on dispose de suffisamment d'informations sur la structure profonde de ces chaînes, il apparaît que le manteau lithosphérique échappe à l'édification de la racine en poursuivant (dépourvu de sa croûte continentale) sa subduction. C'est le cas dans l'Himalaya central. En d'autres endroits, comme dans les Alpes occidentales, le manteau lithosphérique apparaît pris dans l'écaillage (fig. 11.105 p. 445), dans une partie de la chaîne alpine où la convergence est fortement oblique, avec de fortes composantes décrochantes. N'avons nous pas affaire, dans ce cas, à une méga-structure en fleur, d'échelle lithosphérique ?

3. L'évolution de la lithosphère

Dans le paragraphe précédent, la nature et la dynamique de la lithosphère avec ses parties à croûte océanique ou à croûte continentale, ont été présentées. Le destin de l'une et de l'autre de ces parties est différent. À moins d'échouer par obduction sur un continent et être ainsi « fossilisée », la lithosphère océanique retourne rapidement (en moins de 200 Ma) au manteau où elle est recyclée. Par contre, la lithosphère continentale qui demeure en surface, enregistre et conserve la mémoire de la dynamique de notre planète ; et ceci sur près de quatre milliards d'années.

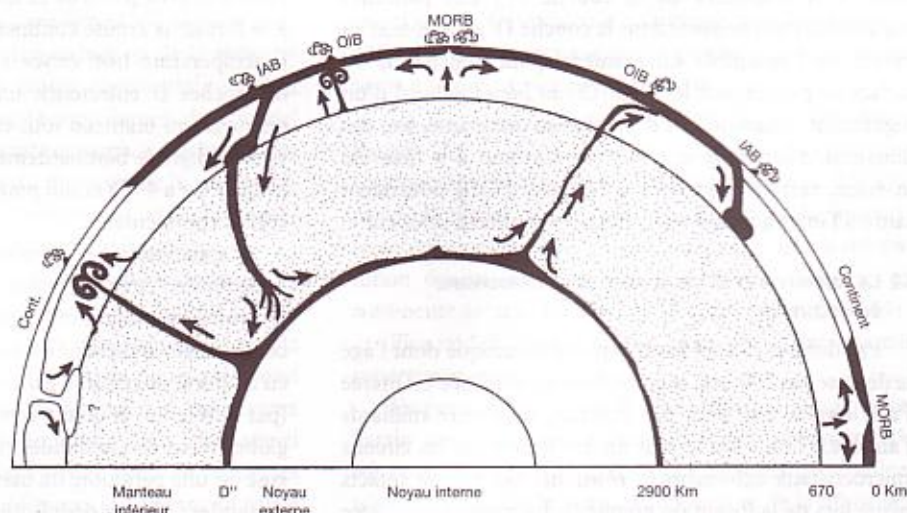
3.1 LE RECYCLAGE DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE

Les principales modalités de ce recyclage, qui témoignent de la convection mantellique (cf. supra), sont schématisées sur la figure 11.165.

Les magmas de type MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*) sont extraits du manteau supérieur dans un contexte de mouvements convectifs ascendants. Dès sa formation, la croûte océanique est percolée par l'eau de mer (circuits hydrothermaux) avec laquelle elle interagit. Ceci entraîne des transformations métamorphiques de l'une et des modifications de la composition chimique de l'autre. Plus ou moins tardivement (mais avant 200 Ma), la lithosphère entre en subduction sous une autre lithosphère, océanique ou continentale. Au cours de la plongée progressive dans le manteau, la croûte océanique se déshydrate et recrystallise dans des conditions du métamorphisme HP/BT. Les fluides libérés provoquent la fusion du coin mantellique de la plaque chevauchante avec formation de magmas à l'origine des

FIGURE 11.165. LE CYCLE DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE. Commentaire dans le texte.

D'après Juteau et Maury (1997), modifié.



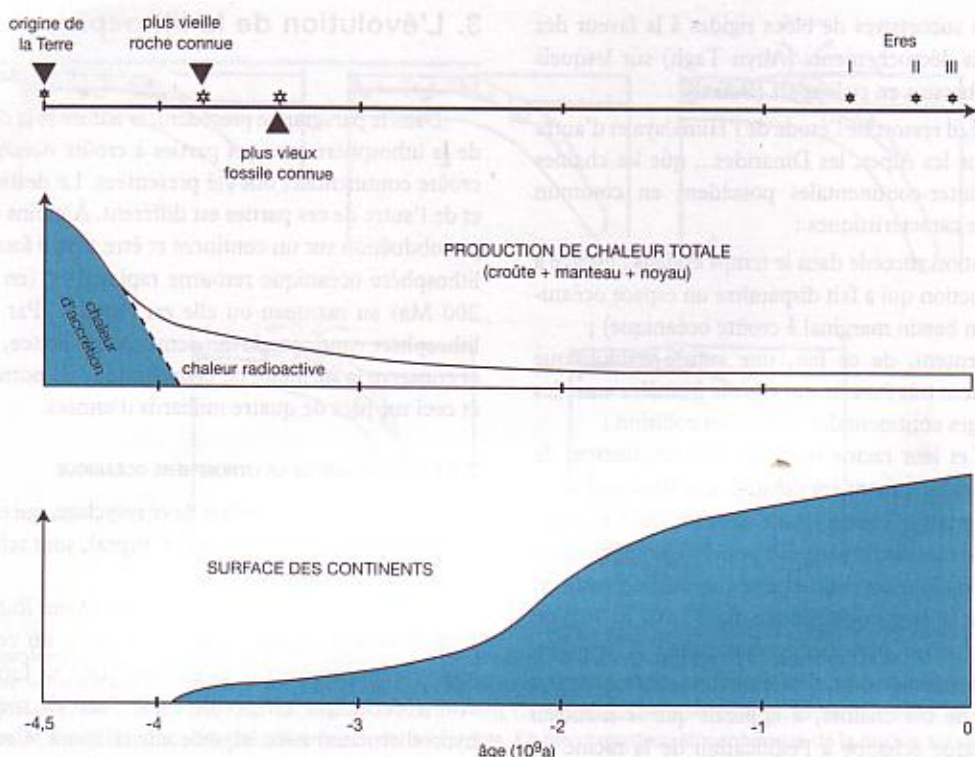


FIGURE 11.166. LA PRODUCTION DE CROÛTE CONTINENTALE ET L'ACTIVITÉ INTERNE DE LA TERRE, DEPUIS L'ORIGINE DE LA PLANÈTE.

IAB (*Island Arc Basalts*) des arcs insulaires et des marges continentales actives. La lithosphère subduite s'accumule (au moins temporairement) à la base du manteau supérieur ou bien pénètre (progressivement ou en avalanche catastrophique) dans le manteau inférieur. Là, elle se fractionne et contribue à hétérogénéiser le manteau et, vraisemblablement, à la croissance de la couche D". Les panaches mantelliques qui naissent dans la couche D", remontent au travers de l'ensemble du manteau pour engendrer, en surface de plaque, soit les OIB (*Ocean Island Basalts*) d'un alignement volcanique ou d'un plateau océanique, soit des émissions d'un trapp continental. Comme il a déjà été envisagé, certains panaches à l'origine d'OIB pourraient naître à l'interface manteau supérieur-manteau inférieur.

3.2 LA FORMATION ET LA CROISSANCE DE LA LITHOSPHÈRE CONTINENTALE

Par différence avec la lithosphère océanique dont l'âge ne dépasse pas 200 Ma, la lithosphère continentale est munie d'une croûte qui date, par endroits, de quatre milliards d'années. C'est l'âge le plus ancien fourni par les zircons (microcristaux extrêmement résistants qui restent intacts même lors de la fusion du granite !). La roche la plus âgée

connue (un gneiss de la région du lac de l'Esclave au Canada), date de 3,9 Ga. Hors, on estime que la Terre s'est formée par accréation, il y a 4,5 Ga.

L'évolution primitive généralement retenue est la suivante (fig. 11.166). Après l'accréation planétaire, le noyau s'est formé, laissant un manteau appauvri en métaux lourds. C'est à partir de ce manteau initial qu'a commencé à se former la croûte continentale, il y a 4 Ga. Jusqu'alors, la température trop élevée s'opposait à la différenciation des roches et entretenait une convection trop active qui renvoyait au manteau tout ce qui se formait en surface... sans négliger le bombardement météoritique resté intense jusqu'à il y a 4 Ga et qui pouvait détruire tout embryon de croûte continentale.

L'apparition de la première croûte continentale marque le début de l'Archéen (-4 à -2,5 Ga), ère durant laquelle la croûte juvénile s'est formée (fig. 11.166). La croûte continentale archéenne est constituée de granitoïdes riches en sodium, engendrés par fusion des basaltes océaniques (par différence, la croûte continentale « moderne » est faite globalement de granitoïdes riches en potassium dont l'origine est une péridotite du manteau affectée par des apports de fluides). On en déduit que durant l'Archéen, la croûte

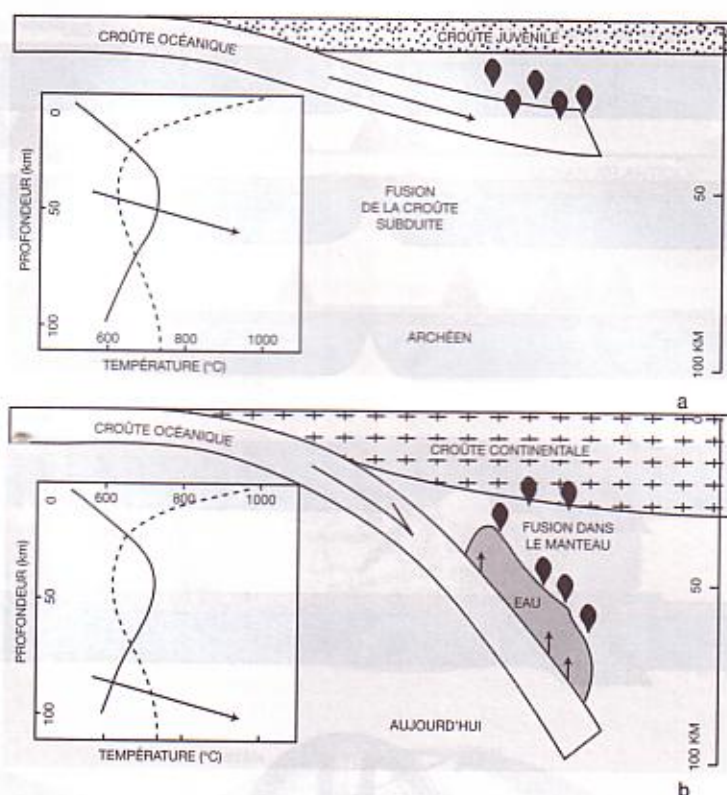


FIGURE 11.167. SUBDUCTION ET FORMATION DE CROÛTE CONTINENTALE, À L'ARCHÉEN ET AUJOURD'HUI. Sur les diagrammes profondeur – température, la courbe de fusion du basalte hydraté est en tiret et la courbe de déshydratation de la croûte océanique est en trait plein; la flèche indique le trajet de la croûte subduite. a : À l'Archéen, le gradient géothermique est élevé : la croûte océanique fond avant de se déshydrater. b : Actuellement, le gradient géothermique est plus faible : la croûte océanique se déshydrate et ne peut donc fondre. La fusion affecte le coin du manteau hydraté par percolation des fluides libérés.

océanique chaude, en subduction dans un manteau au gradient géothermique plus élevé, fondait (à 650°C) avant de se déshydrater (fig. 11.167a) à la manière dont se forment aujourd'hui, dans des conditions particulières (cf. supra), les adakites.

Les constituants de la croûte continentale « moderne » (avec reste d'ophiolites, de paléo-arcs calco-alcalins...) sont présents, en particulier, dans les parties plus récentes (environ 2 Ga) du bouclier canadien. Cela signifie que, depuis cette époque, le site de production de la majorité des magmas à l'origine de la croûte continentale – il faut prendre également en compte la contribution du matériel mantellique profond qui remonte en surface à la faveur des panaches – est passé au coin du manteau de la plaque supérieure (fig. 11.167b). Ce changement est une conséquence du refroidissement progressif de la Terre.

Depuis 500 Ma (fig. 11.166), l'accroissement de la surface totale des continents est devenu très faible. Comme la production magmatique des arcs insulaires et des points chauds demeure importante, cela signifie qu'un état quasi stationnaire s'est établi entre la production de magma d'origine mantellique et le retour au manteau du matériel continental formé. Le recyclage a pour point de départ les zones de subduction où des sédiments (provenant en partie

de l'érosion continentale) et parfois des écailles de la croûte continentale de la marge active (érosion sous-crustale par rabotage basal; cf. supra) accompagnent la plaque plongeante.

3.3 LE CYCLE DE WILSON

Les mouvements qui animent les plaques lithosphériques sont complexes. Loin d'être totalement désordonnés, ils paraissent dépendants d'un processus cyclique : tous les 400 à 500 Ma, la tectonique des plaques conduit les continents à se rassembler en un supercontinent.

Le dernier supercontinent était, il y a 280 Ma, la Pangée (fig. 11.43). L'idée de l'existence de cette masse continentale unique fut initialement proposée, dès 1912, par A. Wegener sur la base d'arguments géologiques, paléontologiques et paléo-climatiques ; avant que la reconstitution du mouvement passé des plaques porteuses des continents actuels, ne viennent le confirmer (fig. 11.44).

Plus tard, il apparut que la Pangée n'était pas le premier supercontinent.

En particulier, J. Tuzo Wilson (1966) proposa que tout bassin océanique naît à l'intérieur d'un continent, d'un rift continental puis s'agrandit entre les marges continentales passives. Par la suite, la subduction de la lithosphère

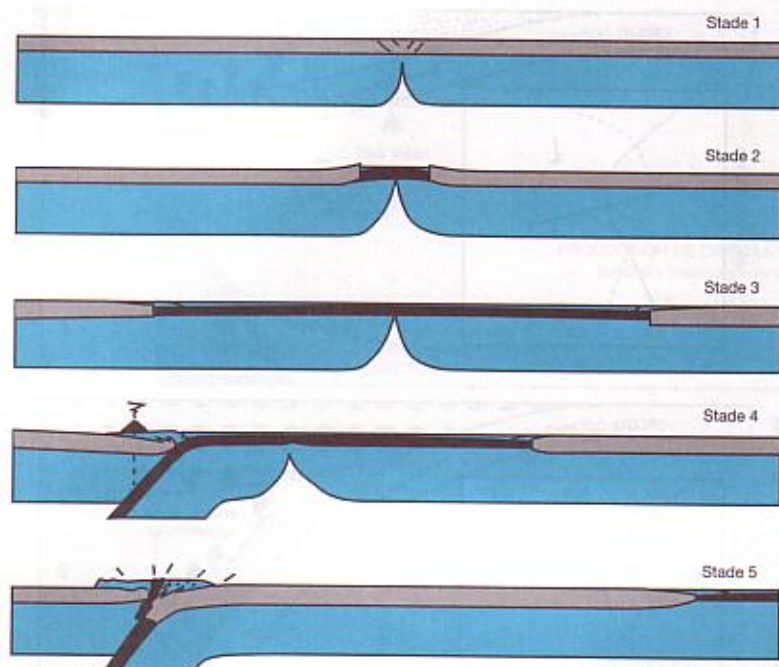


FIGURE 11.168. SCHÉMATISATION EN COUPES DU CYCLE DE WILSON. En noir : croûte océanique ; en bleu : manteau lithosphérique. 5 stades sont figurés ; 1 : rifting continental ; 2 : ouverture océanique (mer Rouge) ; 3 : expansion océanique (océan Atlantique) ; 4 : début de fermeture par subduction sous une marge continentale active ; 5 : soudure des deux continents avec formation d'une chaîne de collision intercontinentale (Himalaya), dans laquelle est conservée une suture ophiolitique.

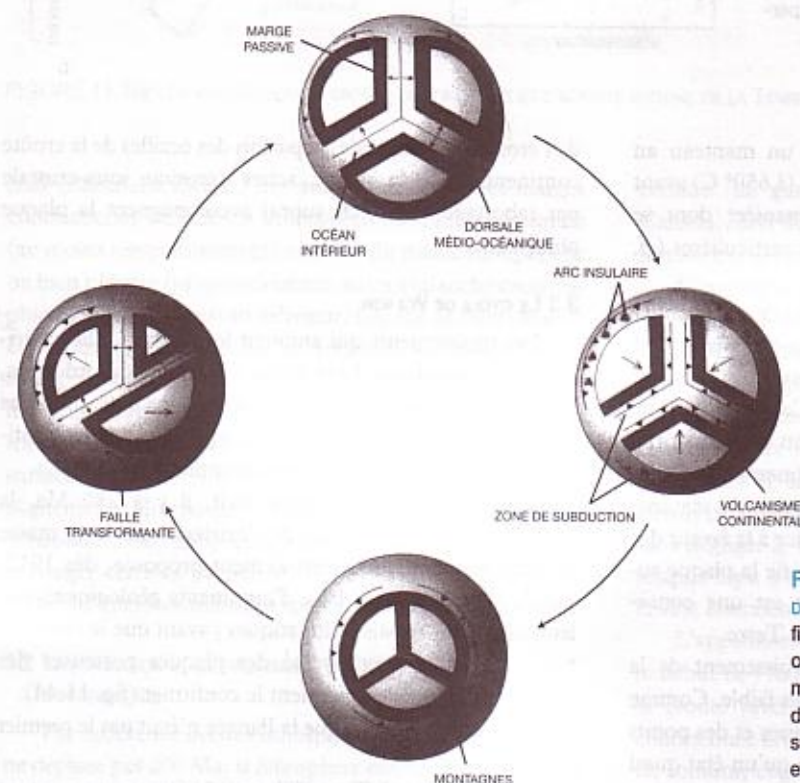


FIGURE 11.169. REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE DU CYCLE DES SUPERCONTINENTS. 4 stades sont figurés ; 1 : éclatement d'un supercontinent avec ouverture d'océans intérieurs ; 2 : dispersion au maximum des continents quand la lithosphère des océans intérieurs atteint 200 Ma ; alors la subduction débute aux marges de ces océans et avec elle la convergence ; 3 : la soudure des continents convergents par des chaînes de collision intercontinentale aboutit au stade supercontinent ; 4 : sous l'influence d'effets thermiques et de la rotation terrestre le supercontinent se brise en plusieurs continents qui entament leur séparation.

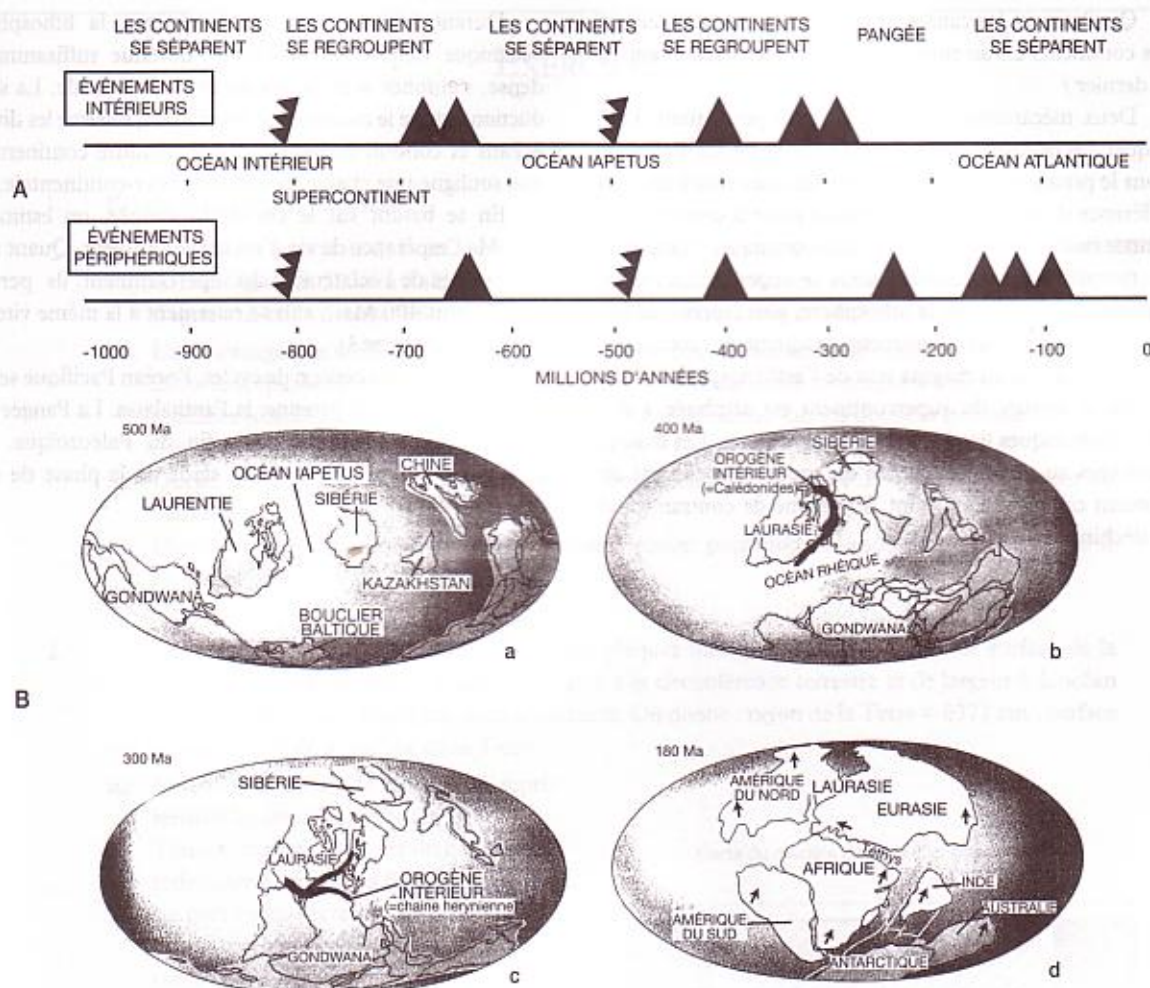


FIGURE 11.170. OROGÉNÈSES ET CYCLES DES SUPERCONTINENTS AU COURS DU DERNIER MILLIARD D'ANNÉES. A : La formation de ceintures orogéniques a accompagné les deux derniers cycles. Les chaînes intérieures sont apparues par collisions continent-continent (ligne du haut) ; tandis que les ceintures périphériques résultent de subductions ou de collisions arc-continent (ligne du bas). B : Illustration de l'évolution de la Pangée au cours des derniers 500 Ma. En a : dispersion des continents à la base de l'Ordovicien ; b : collisions entre Laurentie et bouclier balte au Dévonien, après fermeture de l'océan Iapetus à l'origine de la Laurasie et de la chaîne calédonienne ; c : formation du supercontinent Pangée au Carbonifère supérieur, par fermeture de l'océan Rhéique et collision entre la Laurasie et le Gondwana à l'origine de la chaîne hercynienne ; d : après éclatement de la Pangée, état de dispersion continentale au Jurassique moyen.

océanique, le long de l'une au moins des marges devenue active, induit la fermeture de l'océan jusqu'à la collision inter-continentale finale qui le fait disparaître, ne laissant qu'une suture ophiolitique dans le continent (fig. 11.168). Un tel cycle, qui englobe l'ouverture et la fermeture d'un océan entre ses marges continentales, est désigné depuis cycle de Wilson.

De cette manière, l'auteur expliquait logiquement l'éclatement de la Pangée. De plus, il justifiait l'existence de supercontinents antérieurs, explicables seulement par des cycles d'ouverture-fermeture océanique qui contrôlent les dérives continentales (fig. 11.169).

La réalité du cycle fut confirmée, pour les périodes plus reculées de l'histoire de la Terre, sur la prise en compte de la périodicité des épisodes privilégiés de formation des chaînes de montagnes et d'ouverture des bassins océaniques dont les continents ont conservé la mémoire (fig. 11.170A).

De cette façon, le regroupement du super-continent ayant précédé la Pangée il y a 500 à 700 Ma, a pu être modélisé (fig. 11.170 A et B). Cet événement géodynamique majeur a d'ailleurs provoqué à l'époque, des changements environnementaux importants : climatiques, eustatiques, paléontologiques...

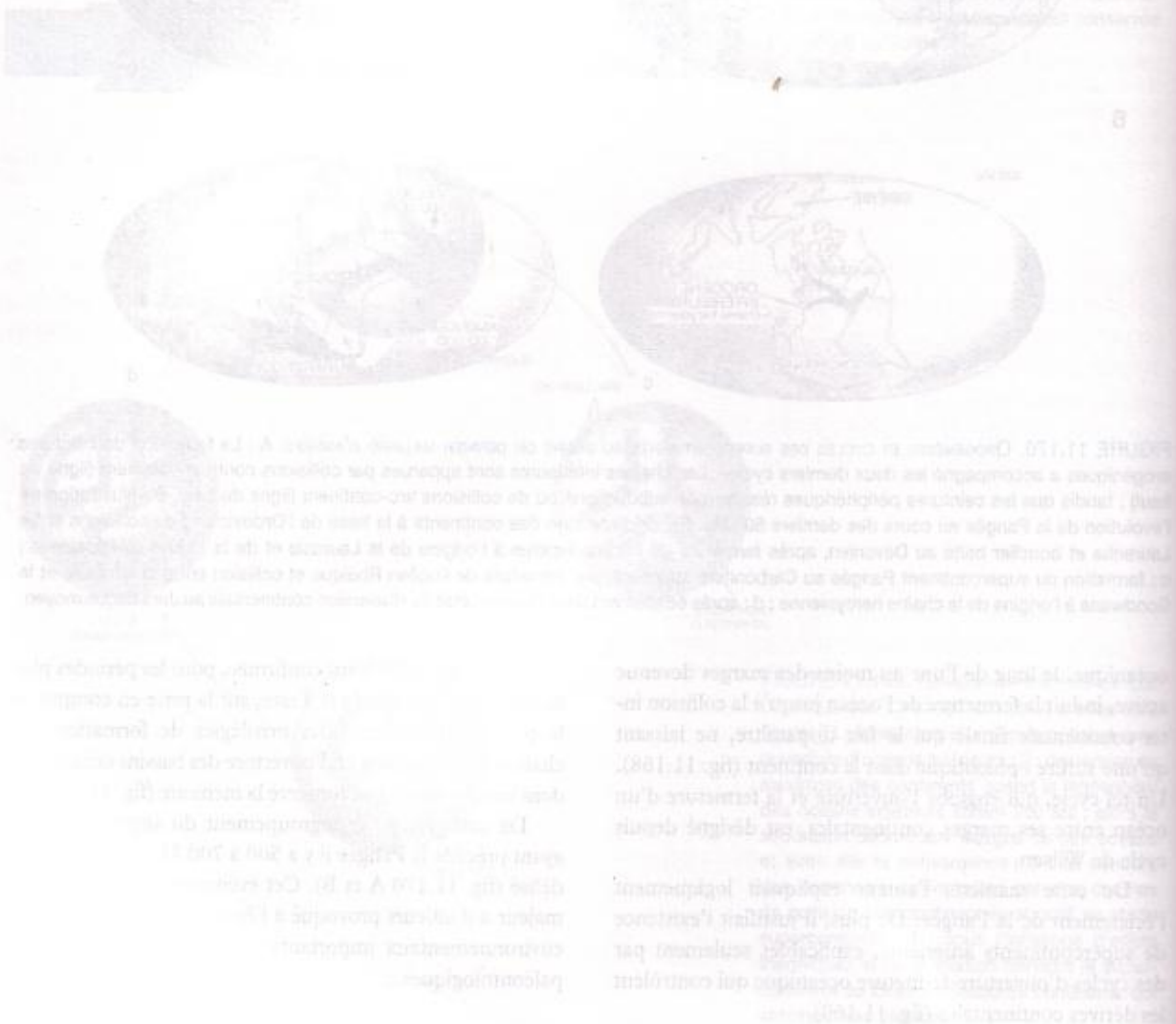
Quelles sont les causes provoquant le rassemblement des continents en un super-continent puis l'éclatement de ce dernier ?

Deux mécanismes complémentaires permettent d'expliquer l'éclatement de la Pangée dès la fin du Permien. Dans le premier, les contraintes mécaniques résultent de la différence de conductivité thermique entre la croûte continentale isolante et épaisse et la croûte océanique, plus mince. La température augmentant sous le supercontinent, les matériaux de la base de la lithosphère, plus légers une fois dilatés, bombent et finalement craquent le continent, donnant passage au magma issu de l'asthénosphère. Dans l'autre, la brisure du supercontinent est attribuée à des effets dynamiques liés à la rotation de la Terre. Les masses surélevées au-dessus du géoïde du supercontinent ont un moment cinétique important, à l'origine de contraintes et de déchirures.

Durant la dispersion des continents, la lithosphère océanique vieillit, se refroidit et, devenue suffisamment dense, s'enfonce sous la lithosphère continentale. La subduction inverse le mouvement des plaques, referme les divers océans et conduit finalement à une soudure continentale que souligne une chaîne de collision inter-continentale.

En se basant sur le cas de la Pangée, on estime à 100 Ma l'espérance de vie d'un supercontinent. Quant aux océans, nés de l'éclatement du supercontinent, ils perdurent au plus 400 Ma... s'ils se referment à la même vitesse que leur ouverture !

Dans cette succession de cycles, l'océan Pacifique serait l'héritier d'un océan pérenne: la Panthalassa. La Pangée fut le dernier supercontinent à la fin du Paléozoïque. La géographie actuelle n'est qu'un stade de la phase de son éclatement.



EXERCICES

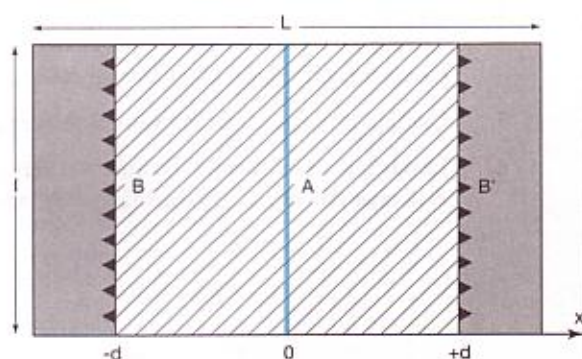
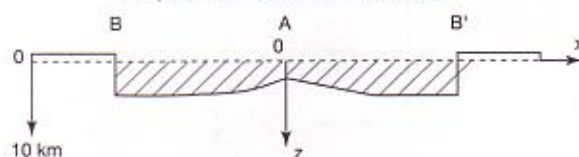
1. Reliefs montagneux et isostasie

- En utilisant le modèle de Pratt, puis celui d'Airy, calculer les épaisseurs et densités sous une chaîne de montagnes de 5000 m d'altitude, en équilibre isostatique avec une croûte continentale de 35 km d'épaisseur et de densité 2,8. La densité du manteau sous-jacent est de 3,3.
- Une montagne de 4000 m d'altitude est en équilibre isostatique. Au cours d'une période d'érosion, 2000 m d'épaisseur de ses matériaux sont enlevés. Lorsque cette montagne a trouvé son nouvel équilibre isostatique, quelle est sa nouvelle altitude? (utiliser les valeurs données ci-dessus pour les densités de la croûte continentale et du manteau).
Quelle sera l'altitude de cette montagne quand l'érosion aura enlevé 10 000 m d'épaisseur de matériaux?
Quelle épaisseur de matériaux devra enlever l'érosion pour que son altitude ne dépasse pas le niveau des mers?

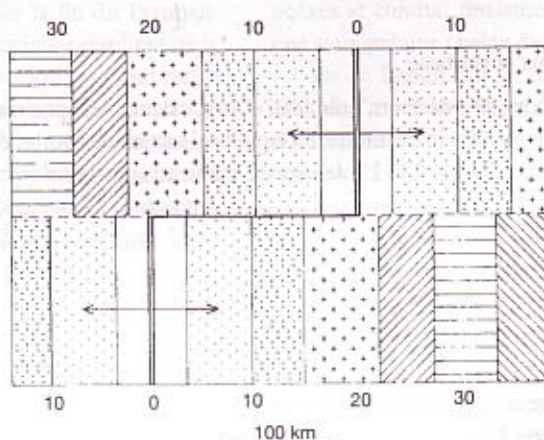
- La figure ci-dessous est un schéma simplifié des plaques lithosphériques terrestres : la surface de la Terre est celle d'un rectangle de longueur L égale à la circonférence terrestre et de largeur l . L'océan mondial de largeur $2d$ est bordé par deux continents. On donne : rayon de la Terre = 6371 km ; surface des océans = 71 % de la surface de la Terre.

- Calculer les valeurs de L , l et d qui représentent les données précédentes.
- Tenant compte des résultats obtenus, redessiner à l'échelle la figure sur laquelle on portera les vecteurs vitesse v de mouvements relatifs entre les plaques océaniques et continentales, sachant que la limite A est fixe et que le rectangle ne se déforme pas (L et l constants). Donner l'âge t de la croûte océanique en fonction de x et v . Pour $v = 10$ cm/an, tracer les lignes isochrones 50, 100 et 150 Ma.
- Quels phénomènes géodynamiques majeurs caractérisent les limites de plaques A, B et B'? Compléter schématiquement en profondeur l'équivalent de la coupe donnée.
- La bathymétrie océanique est telle que la profondeur z des océans varie en fonction de t selon une loi en $t^{1/2}$. Comment détermine-t-on t dans les océans? Quel processus physique traduit cette loi?

Carte du modèle de Terre (Continents grisés)

Coupe. $z = 0$ niveau actuel des océans.

3. La figure ci-dessous est une représentation très schématique d'une faille transformante qui décale deux segments d'une ride océanique. Les chiffres indiquent, en Ma, les âges du plancher océanique.



- Calculer l'épaisseur de la partie de la lithosphère océanique ancienne présente au point d'intersection de la ride et de la faille transformante. Pour cela, utiliser la formule $z(t) = 11 t^{1/2}$, dans laquelle z (en km) est l'épaisseur de la lithosphère d'âge t (en Ma).
 - Esquisser le profil bathymétrique nord-sud suivant l'isochrone 10 Ma passant entre les deux parties décalées de la dorsale. Esquisser ensuite le profil bathymétrique, également nord-sud, situé 200 km plus à l'Est et qui recoupe le prolongement de la faille transformante. Justifier la différence.
- Dessiner l'ellipsoïde des contraintes et l'ellipsoïde de déformation représentatifs d'une déformation coaxiale et d'une déformation non coaxiale. Sur chaque figure, signaler précisément les vecteurs des contraintes principales et les axes de déformation.
 - Quel grand type de roche trouve-t-on uniquement à l'affleurement dans le Jura ? Pourquoi en est-il ainsi ?
 - Les chaînes de montagnes récentes sont liées à quelques contextes géodynamiques essentiels. Nommer et donner une coupe très schématique de la chaîne correspondante, à l'échelle de la croûte terrestre.

CINQUIÈME PARTIE

La Terre, planète du vivant

12. L'apparition de la biosphère.....	497
13. La diversification et l'évolution de la biosphère	517
EXERCICES	597



12 L'apparition de la biosphère

Intrigué par son origine, l'Homme se pose depuis longtemps ces questions fondamentales : « d'où venons-nous ? qui sommes-nous ? où allons-nous ? ». Pendant des millénaires, les réponses ont été d'ordre métaphysique, religieux ou surnaturel. Que ce soit dans la Chine ancienne, où les bambous engendraient des pucerons, ou dans l'Égypte antique, où les crapauds et les grenouilles naissaient du limon du Nil, le mode de pensée ne permettait d'envisager comme solution que la génération spontanée. Aristote, en réalisant la synthèse des idées développées par ses prédécesseurs, érigea cette dernière en théorie qui traversera les siècles. Ce n'est que vers les années 1860 que Louis Pasteur, en mettant au point un protocole expérimental rigoureux de stérilisation, porta le coup de grâce à la théorie de la génération spontanée. À peu près au même moment, Charles Darwin publiait son ouvrage sur l'origine des espèces, et cette simple idée d'évolution de la biosphère impliquait qu'il y eût un début à la vie sur Terre.

1. La spécificité de la biosphère

À ce jour, la vie n'est connue que sur notre planète, rendant celle-ci singulière. Quelques expériences effectuées par des sondes martiennes, et des tentatives de dialogues extraterrestres par le SETI,¹ à partir du radiotélescope d'Aricebo, n'ont pas abouti pour l'instant (cf. p. 151).

1.1 SES CARACTÉRISTIQUES ACTUELLES

Bien que la notion de vivant nous soit familière, elle n'est pas facile à définir. L'ancienne distinction entre l'organique et l'inorganique opposait, à la fin du XVIII^e siècle, la matière inerte et la matière vivante, ou du moins marquée par la vie. Cette dualité, séparation irréductible entre l'inerte et le vivant, fut mise en doute en 1828 lorsque Wöhler réalisa à Berlin la synthèse de l'urée en mélangeant des solutions d'ions ammonium NH_4^+ et cyanate CNO^- , et déclara « Je suis capable de faire de l'urée sans avoir besoin d'un

rein ou même d'un animal, pas plus d'un homme que d'un chien ». Cette synthèse mettra en cause, pour la première fois, l'existence même de la « force vitale » qui habitait, pensait-on, le corps des êtres vivants.

1.1.1 QU'EST-CE QUE LA VIE ?

Aristote fut le premier, dans son ouvrage *De l'âme*, à nous donner une définition de la vie : « Parmi les corps naturels [i.e. non fabriqués par l'Homme] certains ont la vie et certains ne l'ont pas. Nous entendons par vie le fait de se nourrir, de croître et de dépérir par soi-même ».

Aujourd'hui nous pouvons affiner cette définition en précisant les caractéristiques essentielles du vivant :

- la présence d'eau,
- la capacité de modifier son environnement, que ce soit le milieu intérieur ou le milieu extérieur,
- la capacité de se reproduire à l'identique,
- l'aptitude à maintenir constants certains paramètres physico-chimiques
- la variété chimique considérable sous un petit volume,
- l'autonomie de déplacement, complète, ou partielle à certains stades d'existence pour les représentants du règne animal,
- l'évolution constante et rapide par rapport aux phénomènes géologiques.

D'un point de vue spécifiquement biochimique, la vie est caractérisée par :

- des molécules géantes, ou macromolécules,
- la clôture, où la membrane cellulaire isole un milieu intérieur d'un milieu extérieur,
- le métabolisme, qui est une série de réactions chimiques couplées, actionnée par une source d'énergie externe,
- l'hérédité, mémoire moléculaire qui induit à chaque génération un schéma architectural préétabli.

Mais comment savoir si un objet est vivant ou non ? Qu'est-ce qui différencie un assemblage d'atomes d'un organisme vivant ? Les virus, par exemple, sont à la marge

¹ acronyme de Search for Extra Terrestrial Intelligence.

H																	He				
Li	Be															B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg															Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr				
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe				
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Actinides						

↑
Terres rares

Atome présent dans toutes les macromolécules

Atome présent dans quelques sites spécifiques

Atome présent universellement sous forme d'ion

Atome parfois présent sous forme d'ion ou de complexe

TABLEAU 12.1. TABLEAU DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES PRÉSENTS DANS LES MACROMOLÉCULES.

du vivant. Constitués de protéines et d'acides nucléiques, ils sont capables de se reproduire et d'évoluer. Mais ils sont incapables de vivre seuls, hors de leurs cellules-hôtes. Une définition plus large de la vie s'impose, et la physique peut nous aider à la formuler. Le deuxième principe de la thermodynamique stipule que tout système isolé tend à accroître son entropie pour aboutir à un état d'équilibre. Les systèmes chimiques livrés à eux-mêmes, qu'il s'agisse de molécules ou d'organismes, aboutissent inéluctablement à un désordre uniforme, et leur énergie se dissipe entièrement. Il est en général impossible d'empêcher l'augmentation de l'entropie, mais localement on peut l'éviter. La vie est en effet un phénomène thermodynamiquement métastable si l'on considère que les systèmes vivants sont ouverts, qui échangent matière et énergie avec le monde physique environnant. La membrane cellulaire n'est pas une simple enveloppe, c'est une barrière qui assure en permanence l'intégrité de son contenu (ordre, complexité, information, organisation...) aux dépens de son environnement : c'est un système loin de l'équilibre. Dès que son activité cesse, la cellule meurt.

La vie peut donc se définir comme un ensemble de phénomènes par lesquels les atomes se regroupent, de façon temporaire, en un ensemble variable dans le temps et dans l'espace, et organisé en système loin de l'équilibre. Ce système comporte plus d'information, d'ordre et de structure que le milieu extérieur. Son état énergétique est entretenu

par des réactions produites au détriment de l'information, de l'ordre et de la structure de son environnement.

1.1.2 LES ÉLÉMENTS CHIMIQUES DU VIVANT

La chimie du vivant est fort différente de la chimie des minéraux. Les éléments identifiables dans la matière organique sont présents à des taux différents de ceux de la croûte terrestre ou du système solaire. La liste des éléments chimiques les plus abondants de la biosphère peut se résumer symboliquement par la formule CHNOPS (carbone, hydrogène, azote, oxygène, phosphore et soufre). L'abondance de l'oxygène et de l'hydrogène est liée à la forte proportion d'eau qui constitue les êtres vivants. Parmi les autres éléments chimiques caractéristiques de la biosphère (tableau 12.1) on peut citer le calcium, le sodium, le potassium et le magnésium, présents sous forme d'ions minéraux (chlorures, bicarbonates et phosphates), et toute une pléiade d'éléments beaucoup plus rares, comme par exemple le fer ou le nickel qui est un cofacteur obligatoire de l'uréase (une enzyme qui dégrade l'urée).

Les atomes qui constituent les macromolécules du vivant appartiennent aux premières lignes du tableau de Mendeleïev, et ceci n'est pas surprenant : faire des édifices stables et complexes nécessite une bonne réactivité chimique, une abondance assez grande et une grande stabilité moléculaire. Cela écarte nécessairement les atomes les plus lourds, puisque :

- ils sont relativement peu abondants dans l'Univers (voir fig. 1.24, p. 30),
- la stabilité architecturale des molécules étant réalisée par la fusion des orbitales électroniques externes, les édifices macromoléculaires formés d'atomes ayant de nombreuses couches électroniques internes sont très instables.

Il ne subsiste donc guère que l'hydrogène, le lithium, le béryllium, le bore, le carbone, l'azote, l'oxygène et le fluor comme atomes fondamentaux pour la synthèse de macromolécules complexes et stables. Mais c'est l'abondance de ces éléments, et leur faculté de partager leurs électrons externes, qui vont déterminer leur présence ou leur absence dans les macromolécules. Lithium, béryllium et bore sont très rares dans l'Univers, car lors de la nucléosynthèse primordiale leurs noyaux fragiles ne résistent pas aux hautes températures qui existent dans les étoiles.¹ Quant au fluor, combiné au carbone, il donne des molécules très stables (les CFC par exemple), molécules trop stables pour être intégrées à un métabolisme aux températures où l'eau est à l'état liquide.

Avec quatre électrons de valence dans une couche qui peut en contenir huit, le carbone a peu tendance à former des liaisons ioniques, car il faudrait qu'il accepte ou cède quatre électrons. Afin de compléter son dernier niveau énergétique, l'atome de carbone va plutôt mettre en commun des électrons avec d'autres atomes pour former quatre liaisons covalentes. Cette possibilité de former quatre liaisons dénote la souplesse du carbone qui permet l'existence de macromolécules complexes et ramifiées.

C'est donc le carbone, qui n'est pourtant pas un élément très abondant sur Terre, qui a composé les macromolécules du vivant : la chimie de la biosphère est une chimie du carbone, alors que celle de la géosphère est une chimie du silicium, deux éléments tétravalents pouvant former des tétraèdres.

1.1.3 LES MOLÉCULES ORGANIQUES

Il est impossible de préciser les particularités de la biosphère sans comprendre la nature chimique de la matière qui la compose. En dépit de l'extraordinaire variété des composants de la biosphère, les ingrédients de base qui forment les êtres vivants sont peu nombreux. La vie a inventé la standardisation bien avant la société industrielle !

On distingue chez le vivant deux classes de molécules :

- des petites molécules, matériau de base pour l'édification des macromolécules et du reste des structures cellulaires, qui sont identiques chez tous les êtres vivants et en nombre restreint, quelques centaines au plus,
- des molécules géantes ou macromolécules dont les types sont relativement peu nombreux, mais dont la structure fine est éminemment variable, que ce soit au niveau de l'individu, de l'organe ou du tissu.

Les constituants de base de la matière organique peuvent se regrouper en quelques types fondamentaux.

- Les glucides (ou hydrates de carbone), plus ou moins complexes et qui sont formés, pour l'essentiel, de carbone, d'oxygène et d'hydrogène.
- Les lipides, matériaux de base des membranes cellulaires apparentés aux hydrocarbures, qui sont constitués de carbone et d'hydrogène.
- Les acides α aminés, au nombre de vingt à la surface de la Terre, qui sont caractérisés par deux fonctions chimiques complémentaires : une fonction acide, celle du groupe carboxylique COOH et une fonction basique, celle du groupe aminé NH_2 . Dans les conditions usuelles du développement de la vie, la première est chargée négativement COO^- et la seconde est chargée positivement NH_3^+ .
- Les nucléotides caractérisés par leur base nucléique, bases au nombre de cinq, qui sont constituées de cycles aromatiques à base d'azote et de carbone.

Beaucoup de dérivés de ces molécules fondamentales portent un ou plusieurs groupes « phosphate » capables de constituer des liaisons dont la formation requiert, et la destruction fournit, beaucoup d'énergie.

Les macromolécules (fig. 12.1) sont des édifices formés par l'enchaînement linéaire d'unités élémentaires d'un ou plusieurs types chimiques différents : ce sont des polymères. Dans la biosphère actuelle, le polymère le plus abondant est la cellulose, enchaînement simple de monomères de glucose, un sucre universellement présent chez les êtres vivants. Mais la cellulose n'est pas la macromolécule la plus caractéristique du vivant, et ce sont deux macromolécules, chimiquement bien distinctes, qui jouent un rôle déterminant dans la chimie du vivant : les protéines et les acides nucléiques.

¹ Ce sont les rayons cosmiques qui, en brisant des atomes d'oxygène, d'azote et de carbone donneront naissance ultérieurement à ces éléments peu fréquents : $^{16}\text{O} \rightarrow ^7\text{Li} + ^9\text{Be}$, $^{18}\text{O} \rightarrow ^6\text{Li} + ^{12}\text{C}$, $^{14}\text{N} \rightarrow 2\ ^7\text{Li}$...

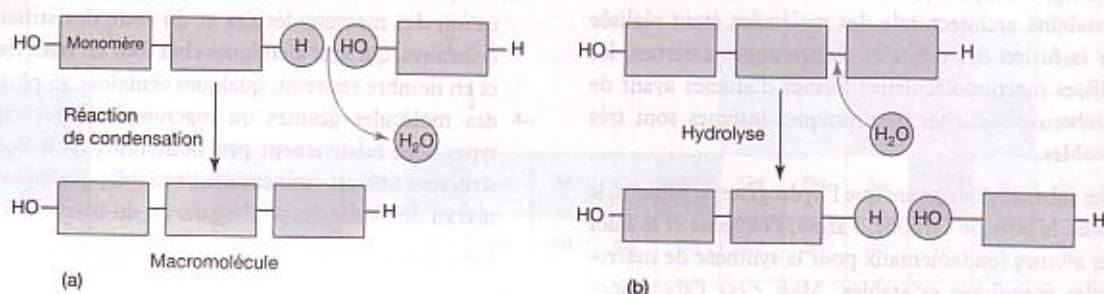


FIGURE 12.1. LES MACROMOLÉCULES.

(a) : les monomères se lient au cours d'une réaction de condensation (élimination d'une molécule d'eau).

(b) : l'hydrolyse brise les liaisons entre les monomères d'une macromolécule par addition d'une molécule d'eau.

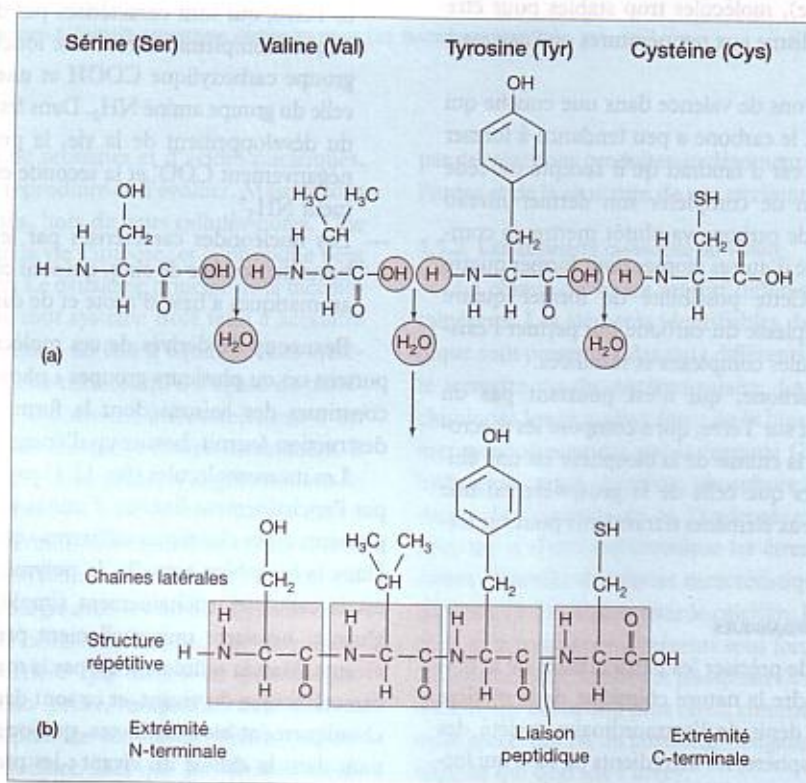


FIGURE 12.2. LES CHAÎNES POLYPEPTIDIQUES.

(a) : les liaisons sont formées par une réaction de condensation qui unit le groupement carboxyle d'un acide aminé au groupement amine du suivant.

(b) : le polypeptide possède une structure répétitive, complétée par les chaînes latérales des acides aminés.

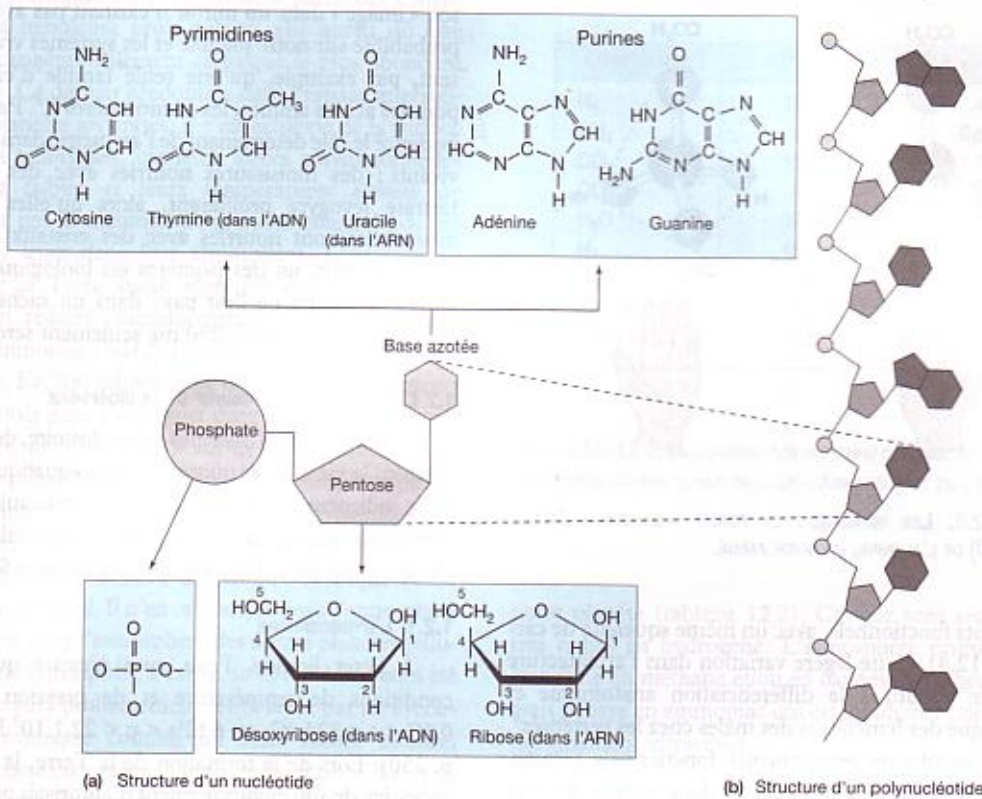


FIGURE 12.3. LA STRUCTURE DES NUCLÉOTIDES ET DES POLYNUCLÉOTIDES.

- (a) : les nucléotides sont constitués d'une base azotée (pyrimidique ou purique), d'un pentose (désoxyribose ou ribose) et d'un groupement phosphate ;
 (b) : dans les polynucléotides le groupement phosphate de chaque nucléotide est lié au pentose du nucléotide suivant.

Les protéines sont un enchaînement linéaire d'acides aminés liés par une liaison peptidique (CO – NH) résultant de l'élimination d'une molécule d'eau entre le groupement carboxylique de l'un et le groupement aminé du suivant (fig. 12.2). Le polymère ainsi réalisé (chaîne polypeptidique), adopte une configuration tridimensionnelle spécifique, c'est-à-dire une certaine conformation qui lui permet de s'associer à une autre macromolécule.

Les acides nucléiques sont formés d'un enchaînement de nucléotides, unis par une liaison phosphodiester qui lie le phosphate d'un nucléotide avec le pentose du nucléotide suivant (fig. 12.3b).

1.1.4 LES GROUPEMENTS FONCTIONNELS ET L'ISOMÉRIE

Dans les macromolécules, certains groupes spécifiques d'atomes, appelés groupements fonctionnels, jouent un rôle fondamental car ils sont à la base des réactions chimiques et confèrent à chaque molécule ses propriétés spécifiques. Les hormones sexuelles femelle (œstradiol) et mâle (testostérone) ne diffèrent ainsi que par l'agencement des

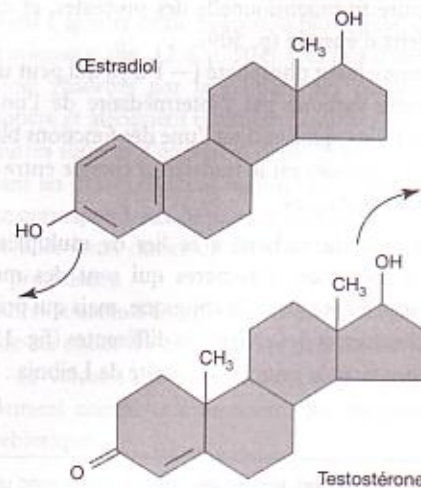


FIGURE 12.4. LES HORMONES SEXUELLES FEMELLES (œSTRADIOL) ET MÂLE (TESTOSTÉRONE) NE DIFFÈRENT QUE PAR L'AGENCEMENT ET LA NATURE DES GROUPEMENTS FONCTIONNELS.

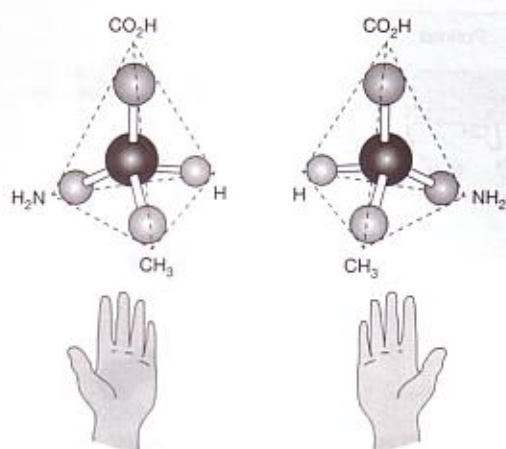


FIGURE 12.5. LES ISOMÈRES : LA FORME « GAUCHE » (L) ET « DROITE » (D) DE L'ALANINE, UN ACIDE AMINÉ.

groupements fonctionnels, avec un même squelette de carbone (fig. 12.4). Cette légère variation dans l'architecture moléculaire aboutit à la différenciation anatomique et physiologique des femelles et des mâles chez les vertébrés¹. Parmi les nombreux groupements fonctionnels (amine, carbonyle, carboxyle, hydroxyle...) deux jouent un rôle particulièrement important dans les réactions biochimiques.

- Le groupement thiol ($-SH$), constitué d'un atome de soufre lié à un atome d'hydrogène et qui ressemble par sa forme au groupement hydroxyle, joue un rôle fondamental dans la conformation et la stabilisation de la structure tridimensionnelle des protéines, et dans des transferts d'énergie (p. 509).
- Le groupement phosphate ($-PO_4$), qui peut se lier au squelette carboné par l'intermédiaire de l'un de ses atomes d'oxygène et dont l'une des fonctions biochimiques principales est le transfert d'énergie entre les molécules organiques.

L'aptitude du carbone à se lier de multiples façons permet la formation d'isomères qui sont des molécules possédant la même formule chimique, mais qui présentent une architecture et des propriétés différentes (fig. 12.5). La vie terrestre viole le principe de parité de Leibniz : la vie et

son « image » dans un miroir n'existent pas avec une égale probabilité sur notre planète et les systèmes vivants n'utilisent, par exemple, qu'une seule famille d'énantiomères pour les acides aminés, les énantiomères L². Pasteur mit en évidence le rôle déterminant de l'asymétrie dans les systèmes vivants : des moisissures nourries avec des cristaux de tartrate lévogyre prolifèrent, alors qu'elles dépérissent lorsqu'elles sont nourries avec des cristaux dextrogyres. Généralement, un des isomères est biologiquement actif, alors que l'autre ne l'est pas : dans un sachet contenant 500 mg de vitamine C, 250 mg seulement seront actifs.

1.2 L'ENVIRONNEMENT PRIMITIF DE LA BIOSPHÈRE

Pendant les neuf dixièmes de son histoire, de 4 à 0,47 Ga environ, la vie n'a pas quitté le milieu aquatique, et cet élément indispensable qu'est l'eau caractérise aujourd'hui encore la biosphère. La vie n'a donc pu apparaître sur notre planète que lorsque l'eau s'y individualisa sous forme liquide.

1.2.1 L'HYDROSPHÈRE

À l'état liquide, l'eau pure n'existe que dans des conditions de température et de pression restreintes : $0^\circ\text{C} \leq t < 374^\circ\text{C}$ et $6\text{ hPa} < p < 22,1 \cdot 10^3\text{ hPa}$ (fig. 7.5, p. 250). Lors de la formation de la Terre, la température excessive de son environnement n'autorisait pas l'existence de l'eau sous forme liquide. Ce n'est probablement que 200 Ma après la formation de la Terre et un refroidissement important, que la condensation de l'eau a pu se réaliser, même à des températures supérieures à 100°C car l'atmosphère, enrichie en CO_2 , possédait une pression atmosphérique supérieure à l'actuelle. Ces premiers océans, pauvres en sels minéraux, devaient contenir de fortes proportions de CO_2 et de NH_3 dissous.

1.2.2 L'ATMOSPHÈRE

L'atmosphère actuelle de la Terre a été profondément modifiée par rapport à l'atmosphère primitive grâce à la photosynthèse, qui permet l'incorporation du dioxyde de carbone dans des molécules organiques du type $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$ en utilisant l'énergie solaire ; il n'existe aucune trace géologique de l'atmosphère prébiotique³ de notre planète. Plusieurs hypothèses ont été formulées quant à la composition de l'atmosphère primitive de la Terre.

¹ par convention, le nom des taxons s'écrit avec une majuscule lorsque qu'il est utilisé dans un sens taxinomique strict et avec une minuscule lorsqu'il possède une connotation plus générale.

² pour lévogyre ou « gauche », opposé à D pour dextrogyre ou « droite », et définis en fonction de l'arrangement dans l'espace des substituants de l'atome de carbone asymétrique de la molécule. Une lumière polarisée rectilignement voit son plan de polarisation tourner vers la droite pour une espèce D, la gauche pour une espèce L.

³ c'est-à-dire avant l'apparition de la biosphère.

Si cette atmosphère s'était formée à partir des constituants de la nébuleuse proto-solaire, elle aurait dû être riche en hydrogène, l'élément chimique le plus abondant de l'Univers. Ce dernier prédomine dans l'espace interstellaire et les planètes joviennes. Il s'est échappé de la surface des planètes telluriques, car leurs forces gravitationnelles relativement faibles et leurs températures élevées ne permettaient pas le maintien de grandes quantités de cet élément très léger dans leur atmosphère. L'atmosphère primitive de la Terre aurait alors été composée de gaz extrêmement réduits chimiquement comme le méthane (CH_4) et l'ammoniac (NH_3). Cependant l'étude de certains gaz rares (Ar, Kr, Xe) infirme cette hypothèse. Ces éléments sont trop lourds pour s'échapper dans l'espace interplanétaire ; inertes, ils ne se lient à aucun autre élément et ne peuvent être piégés dans les roches. Si l'atmosphère primitive avait résulté d'une simple capture hydrodynamique des gaz de la nébuleuse proto-solaire, la proportion des gaz rares de l'atmosphère actuelle devrait être identique à celle mesurée dans le Soleil. Il n'en est rien, ni pour l'atmosphère de la Terre, ni pour l'atmosphère des autres planètes telluriques. Si cette atmosphère a existé, sa durée de vie aura été courte et elle aura probablement été balayée par un événement catastrophique comme un vent solaire intense, pendant la genèse du système solaire (phase dite « T Tauri »).

Un autre modèle suppose que les atmosphères primitives des planètes telluriques aient été le résultat du bombardement de comètes et d'astéroïdes. Dans ce cas, les teneurs en gaz rares primordiaux, tel l'isotope 36 de l'argon¹, devraient être identiques sur Terre, sur Vénus et sur Mars, dont les dimensions et les orbites sont assez voisines. Or la Terre est très déficitaire en ^{36}Ar par rapport à Vénus.

La seule hypothèse actuellement compatible avec les données astrophysiques et géologiques est celle d'une atmosphère secondaire, formée par le dégazage du manteau planétaire. Si ce modèle est juste, les émanations volcaniques actuelles devraient renseigner sur l'atmosphère primitive de la Terre. Mais l'analogie est simpliste car en plus de quatre milliards d'années le manteau supérieur a été amplement dégazé, donc fractionné, et les éruptions volcaniques actuelles sont insignifiantes, comparées aux énormes crises volcaniques des premiers âges de la planète. Les meilleurs témoins géologiques de la composition de l'atmosphère terrestre primitive sont les minuscules inclusions gazeuses analysées dans les diamants naturels : ceux-ci contiennent des gaz juvéniles, piégés lors de la formation de

CONSTITUANTS	ARKANSAS	AFRIQUE
H_2	19,4	37,4
CH_4	3,7	6,5
CO_2	15,5	7,5
CO	3,8	21,0
H_2O	39,6	16,5
N_2	15,9	0,3
C_2H_4	—	1,1
CH_3OH	1,0	—
$\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$	1,0	0,5

TABLEAU 12.2. LA COMPOSITION MOYENNE DES INCLUSIONS GAZEUSES DANS DEUX DIAMANTS NATURELS DE L'ARKANSAS ET DE L'AFRIQUE.

notre planète (tableau 12.2). Ces gaz sont réducteurs et très riches en hydrogène. L'atmosphère primitive devait être riche en méthane et/ou en oxydes de carbone, en eau, mais pauvre en ammoniac qui est rapidement détruit par le rayonnement ultraviolet.

1.2.3 LES SOURCES D'ÉNERGIES

Quelle que fût sa composition, l'atmosphère primitive de la Terre a été soumise à d'intenses bombardements énergétiques. La principale source d'énergie a été le Soleil, avec un rayonnement dans le domaine des ondes très énergétiques (UV) mais aussi avec le vent solaire constitué principalement de protons de haute énergie. À ces flux solaires variés vient s'ajouter celui, beaucoup plus faible, du rayonnement cosmique (fig. 12.6, p. 504). Ces flux d'énergie sont en général absorbés par la plupart des composants de l'atmosphère et atteignent rarement la surface de la Terre.

D'autres sources d'énergie sont intervenues simultanément dans les basses couches atmosphériques. La plus importante correspond aux décharges électriques des orages, en particulier leurs ondes de choc et les flux d'électrons qu'elles produisent.

D'autres sources d'énergie beaucoup moins abondantes, telles que les ondes de choc des impacts météoritiques, la chaleur du volcanisme ou la radioactivité naturelle, ont probablement contribué à entretenir les réactions chimiques prébiotiques.

¹ par opposition à l'argon 40 qui est un produit de désintégration radioactive.

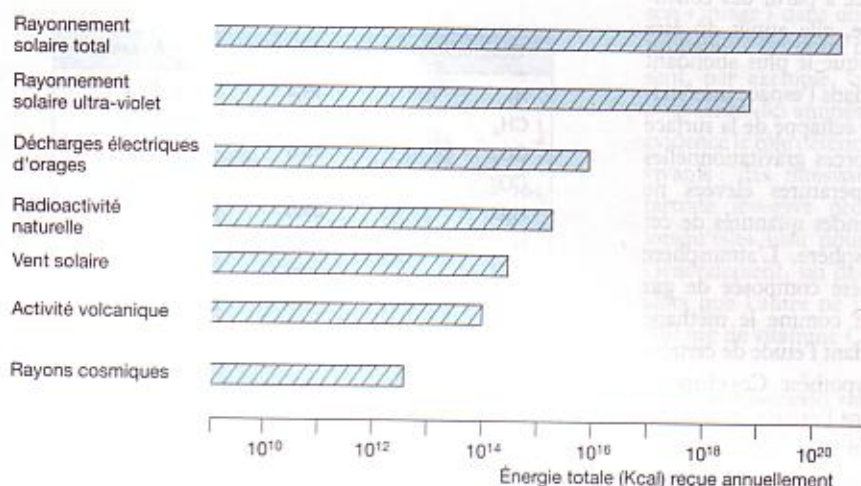


FIGURE 12.6. LES SOURCES D'ÉNERGIE DISPONIBLES SUR LA TERRE PRIMITIVE.

1.3 QUELQUES ASPECTS DU SCÉNARIO PRÉBIOTIQUE

Les premières hypothèses sur l'origine de la vie ont été émises au début du siècle, et les premières recherches concrètes ont débuté dans les années 1950. Très tôt, différents problèmes, questionnements et remarques ont été formulés.

1.3.1 LA SURVIE DES PREMIÈRES MOLÉCULES

Le milieu prébiotique était inanimé. Cette remarque, qui relève du truisme, contient une implication importante qui avait été déjà relevée par Darwin. Aujourd'hui toute matière biologique créée est rapidement dévorée ou absorbée. Ceci n'est pas le cas avant l'apparition des créatures vivantes et il n'y avait rien dans le monde prébiotique qui pouvait « biodégrader » des molécules organiques. Ces premières molécules étaient uniquement soumises à la dégradation physico-chimique, dégradation lente qui favorisera leur accumulation.

1.3.2 LA DISPONIBILITÉ DU PHOSPHORE ET SES CONTRAINTES

Certains éléments chimiques nécessaires à la vie ne sont pas facilement extraits de la géosphère. Le phosphate, par exemple, constituant indispensable de nombreuses biomolécules, est rare dans notre environnement actuel, du moins en solution. La planète est riche en phosphate, mais sous forme de fluoroapatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) insoluble dans l'eau. Ce minéral libère aisément son phosphore quand on l'expose dans un milieu même faiblement acide. Il faut donc imaginer que le milieu aquatique, où se sont déroulées les premières synthèses prébiotiques, avait cette propriété.

1.3.3 LE PARADOXE DE L'ŒUF ET DE LA POULE

La distinction fondamentale en biologie est celle qui différencie les acides nucléiques, porteurs de l'information, et les protéines, génératrices du phénotype. Mais les acides nucléiques sont incapables, de nos jours, de se reproduire eux-mêmes : il ne le font fidèlement qu'avec l'aide des protéines, qui elles-mêmes sont le résultat de l'expression de caractères spécifiques portés par les acides nucléiques. De ces deux types de molécules, lesquelles apparurent les premières, les acides nucléiques ou les protéines ? Trois réponses sont possibles :

- les acides nucléiques,
- les protéines,
- les deux, car ils ont coévolué.

Dans les années 1980, la découverte d'un ARN ribosomal capable d'exciser lui-même son intron (voir chapitre 13, p. 527) sans le recours d'aucune enzyme, répond au premier scénario. Ces ARN autocatalytiques, appelés ribozymes pour rappeler leur parenté fonctionnelle avec les enzymes, impliqueraient un monde primitif fondé sur l'ARN.

Le paradoxe de l'œuf et de la poule, qui découle de la séparation physique constatée aujourd'hui entre la mémoire (ADN) et la fonction (protéines), ne peut être résolu qu'en imaginant des systèmes prébiotiques dont les mécanismes et les composants devaient être différents de ceux que nous connaissons actuellement.

1.3.4 LA COMPARTIMENTATION

Dans une cellule vivante, la membrane sépare le milieu intérieur du milieu extérieur. Bien plus qu'une barrière passive, cette membrane est un filtre sélectif qui laisse pénétrer les substances nutritives et les ions, et évacue les déchets. La structure des membranes est commune à l'ensemble de la biosphère : c'est un assemblage de lipides qui forme l'infrastructure, et de protéines qui assurent les diverses fonctions de transfert. Les lipides des membranes (phospholipides, cholestérol et glycolipides) sont des molécules amphiphiles¹ car elles possèdent un pôle hydrophile et un pôle hydrophobe.

Dans le cas d'une origine aquatique de la biosphère, il faut donc envisager l'apparition précoce de molécules susceptibles de remplir la fonctionnalité de la membrane. L'existence d'enveloppes simples, capables d'isoler les constituants indispensables à la vie primitive, afin d'éviter leur dispersion dans le milieu environnant, est une condition absolument déterminante dans l'origine de la vie. Mais cette encapsulation du vivant fut un processus lent et progressif, nécessitant l'acquisition d'une machinerie complexe capable, entre autres, de coupler d'une manière réversible un transfert d'électrons producteurs d'énergie à l'extrusion active de protons. Enfin, il ne faut pas oublier que la synthèse de chaînes aliphatiques², du type de celles que l'on trouve aujourd'hui dans les membranes, est particulièrement délicate dans un environnement prébiotique.

1.3.5 LA CHIRALITÉ DES BIOMOLÉCULES

La chimie organique, et donc la synthèse prébiotique, fournit des molécules carbonées asymétriques. Mais, en l'absence de forces physiques asymétriques fortes, les énantiomères L et D d'une même molécule asymétrique sont produits en égale abondance : le produit est dit racémique³. Or le vivant utilise des molécules homochirales, acides aminés L et nucléotides D, qui, une fois enchaînés, donnent naissance à des hélices elles-mêmes asymétriques puisqu'elles sont à enroulement droit. Trois théories sont proposées pour expliquer l'émergence de composés homochiraux. La première fait appel à des fluctuations aléatoires, la seconde à l'asymétrie physique de l'Univers et la troisième à la polarisation de la lumière.

Les tenants des fluctuations au hasard fondent leur théorie sur le fait qu'un mélange racémique n'est jamais

exactement équilibré : si le nombre de molécules est grand, des fluctuations peuvent favoriser l'une des formes, au hasard. Sur dix millions de molécules, il y a 50 % de probabilité de trouver un excès de 0,02 % de l'un des isomères et ce léger excès peut être amplifié par des mécanismes autocatalytiques. Le chlorate de sodium, un sel dont les édifices cristallins sont asymétriques, est constitué d'un nombre égal de cristaux L et de cristaux D lorsque la cristallogénèse s'effectue dans une solution au repos. En revanche, lorsque la solution est soumise à un tourbillon, 99,7 % des cristaux ont la même chiralité, soit L, soit D. Le premier germe asymétrique formé communique son asymétrie aux autres cristaux : on parle d'ensemencement autocatalytique.

On sait depuis les années 1950 que le principe de parité de Leibniz est violé en physique nucléaire dans le cas des interactions faibles. D'une manière générale l'électron possède une hélicité « droite » lorsqu'il se déplace dans la direction de son spin et une hélicité « gauche » lorsqu'il se déplace dans la direction opposée. Ces deux hélicités participent de façon égale aux interactions fortes, électromagnétiques et gravitationnelles. En revanche, les forces faibles privilégient l'hélicité « gauche », et cette asymétrie va se traduire par une infime différence énergétique, donc de vitesse de réaction chimique (d'un ordre de grandeur de 10^{-17}).

Le facteur physique le plus efficace dans la synthèse, ou la dégradation, des molécules asymétriques est la polarisation circulaire de la lumière. Au lever et au coucher du soleil, 1 % de la lumière est polarisée circulairement, respectivement vers la droite et vers la gauche, en raison de la diffusion par les aérosols et les poussières. Mais moyenné dans l'espace et dans le temps, l'effet global de cette polarisation circulaire est nul. Si on imagine une petite mare exposée à l'est, donc à la lumière polarisée droite, le rayonnement lumineux va photolyser préférentiellement les acides aminés D, et permettre ainsi l'accumulation des acides aminés L : encore fallait-il qu'il y eût sur la Terre primitive plus de mares exposées à l'est qu'à l'ouest, ce qui n'est pas évident à démontrer. Dans la même catégorie de facteurs physiques, le rayonnement synchrotron polarisé circulairement d'une étoile à neutrons, vestige d'une supernova, a pu fournir l'environnement asymétrique nécessaire à la synthèse de molécules organiques extraterrestres.

¹ ou amphipathiques : « qui ont deux souffrances ».

² longues suites composées de carbone et d'hydrogène.

³ de *racemus* : raisin en souvenir des travaux de Pasteur qui démontra que l'acide tartrique racémique ne dévie pas la lumière polarisée car il est composé, en parties égales, de formes L et D dont les effets de rotation sur le plan de polarisation se compensent.

2. De la « soupe primitive » à la chimie de surface

La plupart des cultures proposent leur propre scénario pour expliquer l'origine de la vie. Par définition dans les religions monothéistes, un dieu omnipotent se charge de l'ouvrage. Cette création divine n'étant scientifiquement pas vérifiable, d'autres théories et modèles ont été envisagés.

2.1 MODÈLES ET EXPÉRIENCES

Darwin, le premier, proposa le modèle de la petite mare chaude (« a warm little pond ») pour expliquer l'origine de la biosphère. Il concevait que dans un tel milieu, homogène et stable, « toutes sortes d'ammoniac et de sels phosphoriques en présence de lumière, de chaleur et d'électricité pouvaient donner naissance à la vie ».

Puis, lorsque géologues et astronomes analysèrent les conditions de formation de notre planète, la théorie de la panspermie vit le jour : la température élevée de la Terre primitive impliquait une origine extraterrestre de la vie. Mais cette hypothèse ne faisant que déplacer le problème hors de nos frontières terrestres, les chimistes prirent le relais vers les années 1950.

2.1.1 LA PANSPERMIE

L'idée que la Terre puisse être fécondée par des micro-organismes provenant du cosmos, hypothèse formulée par Anaxagore dès le ^v^e siècle av. J.-C. et fort discutée au début du ^{xix}^e siècle, a été développée vers 1865 par Richter. Cette idée, soutenue par Lord Kelvin, suscita beaucoup d'intérêt et Pasteur lui-même tenta d'extraire des germes de micro-organismes, les cosmozoaires, du cœur des météorites. Mais aucun de ces travaux ne fut couronné de succès.

En 1906, Svante Arrhenius reprend l'idée de Richter en lui donnant une formulation plus élaborée : c'est la pression du rayonnement des étoiles qui transporte, sous forme de spores libres, la vie dans le cosmos. La pression qu'exerce la lumière sur un objet venait d'être découverte et Arrhenius calcula qu'il ne faudrait que 14 mois à des spores de bactéries, éjectées de notre planète, pour sortir du système solaire et moins de 9 000 années pour qu'elles atteignent Alpha Centauri, l'étoile la plus proche.

Cette notion de panspermie, d'ensemencement d'origine extraterrestre, a récemment été reprise par les astronomes Hoyle et Wickramasinghe qui affirment que des virus et des bactéries se forment sans arrêt sur la queue des comètes et retombent sur la Terre avec des poussières provenant de

ces corps célestes. Dans les années 1990, Crick, l'un des pères de la double hélice d'ADN, et Orgel, l'un des pionniers de la chimie prébiotique, défendent quant à eux la théorie de la « panspermie dirigée » : ils suggèrent que les premiers germes de vie sont arrivés sur la Terre dans un vaisseau spatial envoyé par quelque lointaine civilisation. Avec des défenseurs aussi célèbres, la panspermie est adoptée par un nombre non négligeable de partisans qui soutiennent que la vie n'a pas pu apparaître en 200 millions d'années sur notre planète comme semblent l'indiquer les archives paléontologiques.

2.1.2 L'HYPOTHÈSE CHIMIQUE D'OPARIN-HALDANE

Vers les années 1920, parallèlement à l'hypothèse de la panspermie, s'esquissa une théorie évolutionniste de l'origine de la vie : la matière vivante aurait été engendrée par une longue évolution chimique précédant l'évolution biologique.

Le biochimiste soviétique Oparin et le biologiste anglais Haldane, presque simultanément et de façon indépendante (en 1924 pour le premier et en 1929 pour le second), développeront le premier scénario d'une évolution chimique. Pour ces deux chercheurs, il n'est pas nécessaire de rechercher l'origine de la vie en dehors du système solaire : la vie serait apparue sur Terre dans un environnement déjà riche en matières organiques et dépourvu de dioxygène. De petites molécules organiques telles l'acide cyanhydrique (HCN) ou le formaldéhyde (HCHO) se seraient formées dans l'atmosphère primitive puis dissoutes dans les milieux aqueux terrestres, océans, lacs ou mares. Dans cette soupe primitive seraient ensuite apparues les premières protocellules. Hétérotrophes, elles se seraient développées aux dépens de cette soupe en se complexifiant pour former les premiers systèmes autoreproductifs.

Cette vision de l'origine de la vie peut sembler naïve, mais à cette époque le métabolisme cellulaire et la nature du matériel génétique étaient mal connus. Elle eut cependant le mérite de susciter quelques décennies plus tard l'expérimentation en laboratoire.

2.1.3 L'EXPÉRIENCE DE MILLER

Le 15 mai 1953 un jeune doctorant, Stanley Miller, publiait dans *Science* un article intitulé « A Production of Amino Acids under Possible Primitive Earth Conditions ». Trois semaines à peine après la publication de l'article¹ de Watson & Crick introduisant le concept de « double-hélice » de l'ADN, ce deuxième coup de tonnerre dans le monde de la recherche marquait le début des investigations expérimentales sur les origines de la vie.

¹ « A Structure for Desoxyribose Nucleic Acid », *Nature*, 23 avril 1953.

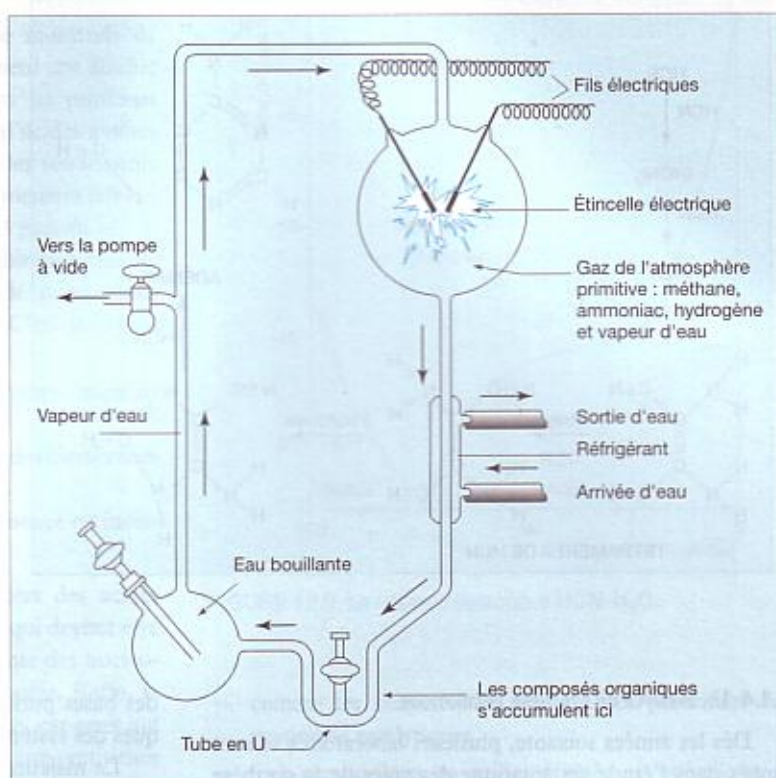


FIGURE 12.7. L'EXPÉRIENCE DE MILLER.

À l'aide d'un modeste montage en verre scellé (fig. 12.7), Miller simula des orages primitifs dans une atmosphère¹, sans oxygène et riche en molécules simples comme le dioxyde de carbone, le méthane ou l'ammoniac. Laisant fonctionner son expérience pendant une semaine², il analysa le dépôt brunâtre qui s'était formé sur les parois de son réacteur. Celui-ci était composé de nombreuses molécules organiques : de l'acide cyanhydrique, du formaldéhyde, de l'urée... et plusieurs acides aminés.

Miller démontrait ainsi que des composés d'intérêt biologique majeurs sont susceptibles de se former facilement dans un environnement planétaire primitif, et que l'explication de l'origine de la biosphère devait recourir exclusivement aux lois de la physique et de la chimie.

À la suite de cette publication, de nombreux laboratoires se lanceront dans l'expérimentation de la synthèse prébiotique en utilisant des mélanges initiaux de composition

variée et des sources d'énergie différentes. Les mélanges sont riches, soit en composés hydrogénés (méthane, ammoniac, vapeur d'eau...), soit en composés oxygénés (dioxyde de carbone, azote, vapeur d'eau...), et les sources d'énergie vont du rayonnement ultraviolet aux ondes de choc, en passant par la chaleur, les électrons et autres particules de haute énergie. Mais seuls les mélanges gazeux réducteurs, dans lesquels le carbone est généralement sous la forme de méthane CH_4 ou éventuellement sous la forme de monoxyde de carbone CO ou de dioxyde de carbone accompagné de quantités importantes d'hydrogène ($\text{CO}_2 + \text{H}_2$), donnent naissance à des quantités substantielles d'acides aminés. Cependant les données les plus récentes de la cosmologie du système solaire tendent à infirmer la nature réductrice de l'atmosphère primitive : les atmosphères de Vénus et de Mars sont dominées par le dioxyde de carbone.

¹ imaginée par son directeur de thèse Urey, prix Nobel de physique en 1934 pour sa découverte des isotopes, qui s'intéressa aussi à la formation des planètes.

² cette durée n'a rien à voir avec les 7 jours bibliques mais correspond simplement à la transformation complète du méthane initialement introduit.

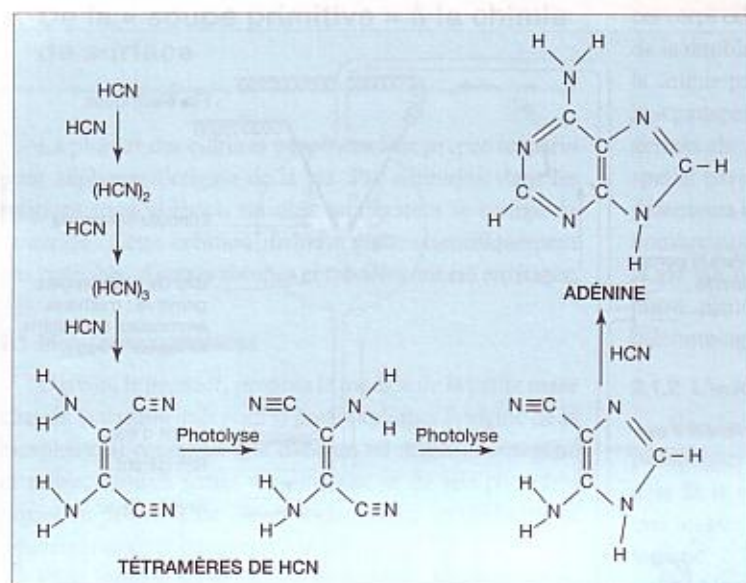


FIGURE 12.8. LA CHIMIE PRÉBIOTIQUE DE L'ACIDE CYANHYDRIQUE, HCN.

2.1.4 UN EXEMPLE DE SYNTHÈSE PRÉBIOTIQUE

Dès les années soixante, plusieurs laboratoires se sont lancés dans l'étude systématique des voies de la synthèse prébiotique. De ces travaux, menés indépendamment dans le monde entier, va émerger progressivement un schéma relativement cohérent des différentes voies de synthèse possibles. Il serait fastidieux d'en faire le recensement systématique, et nous ne présenterons ici qu'un exemple simple de synthèse prébiotique.

HCN, l'acide cyanhydrique, est un ingrédient organique de base et un composé extrêmement simple. La chimie prébiotique de ce nitrile en solution aqueuse a donné lieu à un très grand nombre d'études, et dès 1830 le chimiste français Boulay remarqua que des solutions concentrées de HCN évoluent rapidement en donnant une répugnante mélasse noirâtre qu'il nomma « acides azulmiques ». Ces composés sont en fait des polymères de l'acide cyanhydrique.

L'acide cyanhydrique, en solution concentrée, réagit sur lui-même pour former un dimère. Une troisième molécule de HCN s'ajoute au dimère pour conduire à un trimère, puis un quatrième pour donner un tétramère (fig. 12.8). Ce tétramère est la clé de voûte de la chimie de HCN en solution aqueuse, et la plaque tournante de toute la chimie prébiotique.

Le tétramère de HCN en solution ammoniacale concentrée, ou en présence de rayonnements ultraviolets, peut conduire à des dérivés cycliques. Après addition d'une cinquième molécule de HCN on obtient de l'adénine, une

des bases puriques présentes dans tous les acides nucléiques des systèmes vivants actuels.

La majeure partie des voies de synthèses prébiotiques expérimentées en laboratoire font appel à des concentrations relativement importantes de composés chimiques. Si les océans se sont formés très rapidement, ils n'ont pu être une solution primitive assez concentrée et nécessaire à la chimie prébiotique. Deux alternatives ont été proposées pour répondre à ce problème :

- celle de Woese qui postule qu'une grande partie des réactions chimiques se serait déroulée dans les gouttelettes d'eau probablement abondantes dans l'atmosphère primitive,
- celle d'Orgel qui imagine un environnement froid, où l'eau est gelée, permettant l'enrichissement d'un composé organique dans la glace dû à la formation d'un mélange eutectique (fig. 12.9).

Cette dernière hypothèse a été testée expérimentalement par Schwartz en 1983 : il a pu vérifier que des rendements importants en adénine et en acides aminés sont obtenus à partir de solutions initialement diluées d'acide cyanhydrique portées à basse température.

2.2 LA CHIMIE PRÉBIOTIQUE : BILAN ACTUEL

Depuis plus de quarante ans, les synthèses prébiotiques de laboratoire n'ont pas totalement répondu aux attentes des spécialistes qui se penchent sur les origines de la vie.

2.2.1 LES LIMITES DE LA SYNTHÈSE

Une expérience de Miller fournit une multitude de produits de synthèse. Si l'on obtient facilement une dizaine des vingt acides aminés qui existent dans les protéines actuelles, on synthétise aussi une centaine d'acides aminés absents de notre biosphère. D'autre part, les rendements (sauf pour la glycine et l'alanine) sont extrêmement faibles, et certains produits formés sont plutôt des « poisons ».

D'autres observations sont plus révélatrices encore. En quarante années d'expérimentation, de nombreuses molécules n'ont pas pu être synthétisées. C'est le cas en particulier :

- de trois acides aminés fondamentaux, la lysine, l'arginine et l'histidine,
- des acides gras nécessaires à la confection des membranes cellulaires,
- de la plupart des coenzymes¹ dont la présence est indispensable aux fonctions métaboliques.

Les glucides, constituants fondamentaux des acides nucléiques, sont très instables, et le ribose, qui devrait être le plus abondant car étant la partie intégrante des nucléotides, n'est pas synthétisé de façon significative. Enfin, la formation des nucléotides est problématique, car ceux qui contiennent de la pyrimidine n'ont jamais pu être synthétisés expérimentalement.

Malgré les avancées spectaculaires qui peuvent lui être attribuées, la chimie prébiotique nécessitera encore de nombreuses années de recherche. Trouver des conditions physico-chimiques permettant la mise en place des voies de synthèse compatibles avec l'environnement primitif de la Terre n'est qu'un aspect du problème. Jusqu'à présent, la plupart des réactions de synthèse ont été étudiées indépendamment les unes des autres, et les interactions éventuelles entre les différents ingrédients de cette cuisine prébiotique n'ont généralement pas été pris en compte.

2.2.2 LES DIFFICULTÉS DE LA POLYMERISATION

La formation des polymères biologiques (protéines, acides nucléiques) exige l'élimination d'une molécule d'eau : c'est une difficulté majeure en milieu aqueux.

En 1958, Sidney Fox réussit à polymériser des acides aminés et donna le nom de protéinoïde au produit obtenu. Sa recette est simple : il suffit de chauffer un mélange sec d'acides aminés pendant trois heures à 170 °C. Nous voilà bien loin de la « petite mare chaude » ! Peu de spécialistes partageront son enthousiasme pour les protéinoïdes mais :

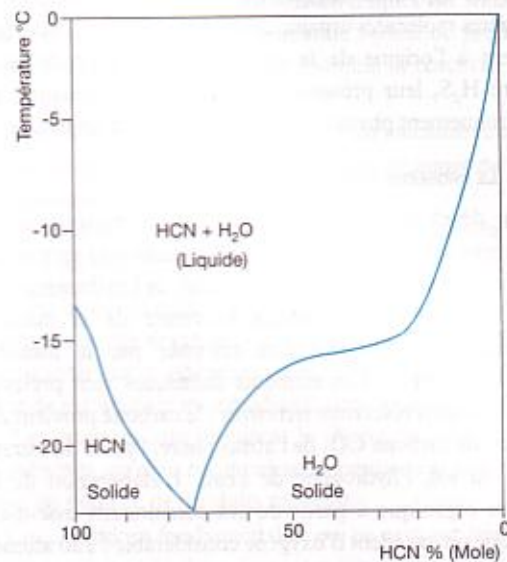


FIGURE 12.9. LE MÉLANGE EUTECTIQUE HCN-H₂O.

- comme les enzymes, les protéinoïdes possèdent des propriétés catalytiques,
- leur composition en acides aminés est spécifique et certaines associations sont privilégiées, alors que d'autres sont exclues.

Mais une autre méthode de polymérisation plus douce, et surtout moins radicale, fut trouvée dans les années cinquante, à l'époque où les biochimistes venaient de découvrir la liaison thioester. Une liaison ester $-O-CO-$ résulte de l'association d'un groupe hydroxyle $-OH$, caractéristique des alcools, et d'un groupe carboxyle $-COOH$, caractéristique des acides organiques, avec l'élimination d'une molécule d'eau. Les thiols², équivalents à des alcools dont l'atome d'oxygène serait remplacé par un atome de soufre, sont caractérisés par le groupe $-SH$. Les liaisons thioester, donc la structure est $-S-CO-$, jouent un rôle fondamental dans le métabolisme des êtres vivants actuels : elles sont impliquées dans les innombrables réactions de polymérisation des molécules biologiques complexes (protéines, acides nucléiques, glucides, corps gras...). On peut donc supposer qu'un mécanisme de polymérisation des acides aminés à partir de thioesters a pu précéder, dans l'évolution de la biosphère, le mécanisme actuel de synthèse protéique qui dépend de l'ARN.

¹ certains coenzymes sont connus sous le nom de vitamines, terme qui exprime leur présence nécessaire dans l'alimentation.

² du grec *theton* = thelon, soufre.

Cette hypothèse suggère que les thiols ont pu être les premières molécules organiques de notre planète, celles qui seraient à l'origine de la vie. Dérivants de l'hydrogène sulfuré H_2S , leur présence ne serait pas surprenante, vu l'environnement physico-chimique de la Terre prébiotique.

2.2.3 LE PROBLÈME ÉNERGÉTIQUE

Se développant à partir d'un monde minéral, donc forcément autotrophe, la biosphère naissante a dû surmonter un premier obstacle énergétique : celui de l'hydrogène.

La composition chimique moyenne de la matière organique actuelle peut être résumée par la formule $C_{60}O_{40}N_2H_{100}$. Ces éléments chimiques sont prélevés dans différents réservoirs terrestres : le carbone provient du dioxyde de carbone CO_2 de l'atmosphère, l'azote du nitrate NO_3^- du sol, l'hydrogène de l'eau. L'élaboration de la matière organique à partir de ces constituants essentiels implique un excédent d'oxygène considérable : 120 atomes (60×2) apportés par le dioxyde de carbone, $6 (2 \times 3)$ par le nitrate, et 50 ($100 \times 0,5$) par l'eau. Ces 176 atomes d'oxygène représentent un excédent de 136 atomes par rapport aux 40 nécessaires. Cet excédent d'oxygène peut s'exprimer en quantité d'hydrogène nécessaire pour le transformer en eau : 272 atomes d'hydrogène sont indispensables, et de nos jours, la vie autotrophe a besoin d'une source d'hydrogène.

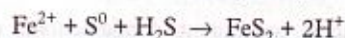
Les plantes actuelles utilisent la chlorophylle et l'énergie solaire pour arracher l'hydrogène à l'eau. Mais la chlorophylle est une molécule très complexe, qui doit en outre être associée à d'autres molécules dans une membrane pour pouvoir fonctionner. Il n'est guère probable qu'un tel système ait pu apparaître spontanément au début des temps prébiotiques.

Si l'atmosphère primitive, comme Urey l'a suggéré à Miller dans les années 1950, avait été riche en méthane CH_4 , en ammoniac NH_3 et en eau, aucun problème ne surgirait et nous serions en présence d'un excédent d'hydrogène (326 atomes pour 100 nécessaires). Mais si la source du carbone est le dioxyde de carbone, composant essentiel de l'atmosphère primitive, il y a problème. Et si l'hypothèse d'Urey est exacte, tôt ou tard l'hydrogène est venu à manquer. Où a-t-il été trouvé ?

À l'état naturel, l'eau renferme en faible proportion des protons libres H^+ qui résultent d'une dissociation spontanée ($H_2O \rightarrow H^+ + OH^-$). Il est donc possible d'obtenir des atomes d'hydrogène à partir de l'eau en lui fournissant des électrons (e^-). Il nous reste à trouver dans le milieu prébiotique une source d'électrons. Parmi les nombreuses solutions proposées, celle qui fait intervenir le fer est l'une des plus plausibles, car cet élément est abondant à l'état ferreux Fe^{2+} dans les océans primitifs.

Quand un ion ferreux est excité par un photon de lumière ultraviolette, il cède un électron et prend la forme ferrique Fe^{3+} . L'électron se combine avec un proton pour former un atome d'hydrogène. Les importantes formations de fer rubanées (*Banded Iron Formation* ou BIF), dont l'âge s'étend de - 3,5 à - 1,5 Ga et qui ont été longtemps interprétées comme un témoignage de l'existence d'une source de dioxygène, sont peut-être l'expression de cette source énergétique initiale de la biosphère.

Une autre source possible d'électrons est l'hydrogène sulfuré, composé abondant de l'atmosphère primitive. En présence de fer ferreux, deux ions hydrosulfure SH^- formés à partir d' H_2S en solution aqueuse, sont convertis en un ion disulfure S_2^{2-} , libérant ainsi de l'hydrogène moléculaire. Dans ce cas, le fer ne cède pas d'électron mais il déplace l'équilibre de la réaction en se combinant avec le disulfure pour former de la pyrite FeS_2 , un minéral insoluble. Cette chaîne énergétique peut se résumer par l'équation suivante :



Ces hypothèses concernant l'énergétique prébiotique peuvent paraître fragiles, mais il est intéressant de noter que le fer et le soufre sont deux constituants majeurs des catalyseurs qui participent aux réactions de transfert d'électrons dans la biosphère actuelle.

2.3 QUELQUES HYPOTHÈSES ACTUELLES

Les voies de recherche de la chimie prébiotique sont caractérisées actuellement par un foisonnement d'hypothèses et de scénarios, tant au niveau des synthèses organiques, qu'au niveau de l'architecture des organites primitifs.

2.3.1 DES MOLÉCULES ORGANIQUES D'ORIGINE EXTRATERRESTRE

La chimie organique est particulièrement active dans les nuages denses de gaz et de poussières interstellaires. Bien que la température y soit très basse ($\approx -260^\circ C$) et que les concentrations de molécules y soient faibles, ces milieux sont le siège de nombreuses réactions chimiques qui résultent de la collision d'atomes avec les particules hautement énergétiques du rayonnement cosmique : plus de soixante molécules organiques, dont l'acide cyanhydrique et le formaldéhyde, y ont été identifiées par les radioastronomes (fig. 1.28, p. 33).

Ce sont des processus chimiques similaires qui sont probablement à l'origine des molécules organiques cométaires. Plusieurs sondes (Vega, Giotto, Sakigake...) ont mesuré des taux moyens en poids de carbone d'environ 15 % dans les grains cométaires des comètes de Halley, Hyakutake et Hale-Bopp. Aux côtés de l'acide cyanhydrique et du formaldéhyde on y recense des molécules d'intérêt

prébiotique comme l'acétonitrile CH_3CN , le cyanoacétylène HC_3N ou l'acide isocyanique $\text{HN}=\text{C}=\text{O}$.

Pratiquement toutes les météorites contiennent du carbone, souvent sous forme inorganique, et certaines, comme les chondrites carbonées, renferment des composés organiques extractibles (hydrocarbures aliphatiques, isoprénoides et aromatiques). La météorite de Murchisson contient plus de soixante-dix acides aminés différents, dont huit acides aminés protéiques, c'est à dire des acides aminés utilisés par la biosphère actuelle. Pour réfuter l'origine extraterrestre des molécules organiques, on a longtemps invoqué le risque de contamination des météorites par des molécules biologiques terrestres pendant leur transport ou leur stockage dans les laboratoires. Il n'en est rien, car les acides aminés analysés dans la météorite de Murchisson sont généralement présents sous forme racémique (autant de formes L que de formes D).

Le milieu extraterrestre est donc le siège d'une intense synthèse de molécules organiques d'intérêt prébiotique. Sachant que 50 à 100 tonnes de grains interplanétaires s'accumulent tous les jours à la surface de la Terre, on estime à 500 tonnes par an la quantité de carbone apporté par ces objets à notre planète. Cette valeur est 50 000 fois plus élevée que celle estimée pour les météorites. Pendant la phase active du bombardement terrestre (- 4,2 à - 3,8 Ga) le flux micrométéoritique était vraisemblablement mille fois plus intense qu'aujourd'hui, et la quantité totale de carbone livrée à la Terre, dans les premiers temps de son histoire, peut être estimée à 10^{17} kg : cela représente 150 fois la masse actuelle du carbone biologique recyclable ! Enfin, les micrométéorites renferment une proportion non négligeable de sulfures métalliques, d'oxydes et d'argiles qui sont autant de catalyseurs.

La synthèse prébiotique ne s'est donc peut être pas forcément déroulée sur notre planète mais dans l'immensité de l'Univers.

2.3.2 UN MONDE D'ARGILE

Disposant des briques élémentaires, qu'elles soient d'origine terrestre ou extraterrestre, il faut les assembler, construire les premières macromolécules, les sélectionner. Depuis longtemps, de très nombreux chercheurs ont montré que l'idée de bouillon de culture (« the warm little pond »), si propice à la multiplication de la vie actuelle, était un scénario difficilement envisageable pour deux raisons principales.

• Premièrement ce scénario implique une concentration élevée de molécules organiques, donc des milieux très isolés et par là même incapables de rassembler tous les composés chimiques nécessaires à la synthèse du bouillon.

• Deuxièmement les réactions chimiques en solution produisent sans cesse une plus grande variété de produits finals en raison de la très grande mobilité et réactivité des molécules.

Il est donc nécessaire de concevoir un mécanisme qui :

- concentre les métabolites intéressants au cours de leur élaboration,
- diminue les possibilités de réaction, ne permettant la synthèse que d'un petit nombre de composés chimiques.

C'est ce que la cellule réalise actuellement à l'aide de la membrane et des enzymes. La membrane, en séparant les milieux intérieur et extérieur, maintient une concentration élevée de métabolites intermédiaires dans toutes les synthèses. Les enzymes, qui réduisent la liberté de mouvement des substrats qu'elles reconnaissent, permettent la formation d'un nombre de produits restreint.

Ces conditions fondamentales, qui ne peuvent être réalisées en solution ni dans de vastes espaces, ont conduit Bernal dans les années cinquante à localiser les réactions chimiques qui sont à l'origine du vivant à l'interface entre les milieux aqueux et les surfaces qui les bordent. La surface d'un solide a la particularité de limiter fortement les possibilités d'orientation relative des molécules qui s'y adsorbent et cette propriété est utilisée aujourd'hui par la chimie industrielle sous le nom de catalyse hétérogène.

Suite aux travaux du minéralogiste Weiss, qui a montré que lors de la croissance de cristaux de smectites l'information contenue dans un feuillet-matrice sous forme de densité de charges électroniques peut être transférée aux feuillets-filles, Cairns-Smith a suggéré dans les années 1980 que les gènes primordiaux n'étaient pas faits d'ARN, mais d'argiles. Cette idée biblique n'est pas tout à fait déraisonnable car les argiles sont des candidats particulièrement intéressants (cf. p. 202) :

- elles se forment, pour la majorité d'entre elles, à température ordinaire,
- elles sont abondantes et diversifiées,
- elles possèdent une structure en feuillets qui leur permet d'adsorber de nombreuses molécules organiques,
- certaines d'entre elles manifestent des propriétés catalytiques.

Lorsqu'un mélange de glycine et de kaolinite (ou de bentonite) est soumis à des cycles d'humidification et de déshydratation, et à des cycles de température (25-94 °C), on observe la formation de pentamère de la glycine alors qu'en l'absence d'argile ne se forment que des traces de diglycine. En procédant à des additions successives de carbonyldiimidazole en présence d'illite on obtient de longues chaînes peptidiques de plus de cinquante acides aminés.

Par analogie, le concept de Cairns-Smith, peut se résumer ainsi : si nous observons l'arche d'un pont nous sommes tentés de penser qu'un gabarit a été construit avant, a été utilisé pour la construction, puis a été enlevé ; l'arche du pont est l'ARN et les argiles représentent le gabarit. Si ce modèle est un élément de réponse aux impératifs architecturaux des premières molécules, il n'aborde pas les problèmes énergétiques de la biosphère naissante.

2.3.3 LE SCÉNARIO DE LA PYRITE

Wächtershäuser, chimiste de formation et conseiller juridique de profession, propose un modèle sophistiqué de protométabolisme se développant à la surface de cristaux de pyrite, minéral abondant à la surface de la Terre primitive.

Sur le plan chimique, son modèle s'inspire largement du métabolisme actuel et la source d'énergie est fournie par la forte électropositivité de la pyrite. L'auteur explique par son modèle l'importance du phosphate dans le métabolisme : le phosphate est chargé négativement et permet ainsi aux molécules auxquelles il est attaché de se lier à la surface de la pyrite. C'est un système utilisant directement le dioxyde de carbone comme source de carbone, à l'image des végétaux. Les organismes primitifs qu'il imagine sont des molécules autocatalytiques qui résultent de la réduction du dioxyde de carbone par l'intermédiaire d'hydrogène sulfureux et de fer ferreux (voir paragraphe 2.2.3, p. 510). De ce fait, il y a croissance simultanée du réseau organique et de la surface minérale car de nouvelles molécules de pyrite sont formées en continu.

2.3.4 L'ARN ET LA VIE PRIMITIVE

Jusqu'au début des années 1980, l'orthodoxie consistait à déclarer que les protéines exerçaient une activité catalytique mais étaient incapables de se répliquer, tandis que les acides nucléiques se répliquaient facilement mais étaient dépourvus d'activité catalytique. La découverte des ribozymes (ARN autocatalytique) par Altman et Cech, en 1983, ouvre de nouvelles perspectives quant à la transmission de l'information dans le monde prébiotique. Ces acides nucléiques un peu particuliers seraient apparus en premier car ils sont capables d'assurer une double fonction : ils sont autoreplicables, et ils ont une activité enzymatique.

Un autre indice permet de penser que les premiers systèmes vivants utilisaient l'ARN de préférence à l'ADN. Dans les cellules actuelles, les briques qui servent à construire l'ADN sont toujours fabriquées à partir des briques d'ARN.

Mais la démarche qui consiste à reconstituer une cellule rudimentaire en s'inspirant de la biosphère contemporaine se heurte à l'écueil de la synthèse des acides nucléiques, en

particulier du sucre ribose. Certains chercheurs, s'opposant à cette vision réductionniste, imaginent des systèmes plus simples dans lesquels l'information moléculaire et le mécanisme permettant d'en faire la copie sont portés par la même molécule. Dans ce cas la vie primitive ne serait pas une cellule complexe, ni même un ARN, mais tout simplement une molécule autocatalytique capable de transférer son architecture en faisant, de temps à autre, de petites erreurs susceptibles de faire évoluer le système.

3. La vie précambrienne

À ce jour, les plus anciens fossiles ont été découverts en Australie dans des strates datées de - 3,46 Ga : ce sont des stromatolites. Mais les roches vieilles de plus de - 3,5 Ga étant souvent intensément métamorphosées, la recherche de traces de vie plus anciennes peut s'effectuer en retrouvant des indices géochimiques d'une activité biologique passée.

3.1 LES PREMIÈRES TRACES DE VIE

Dans les plus anciennes séries sédimentaires connues, celles de l'île d'Akilia au sud-ouest du Groenland et datées d'au moins - 3,85 Ga, des inclusions carbonées contenues dans des cristaux d'apatite très résistants au métamorphisme témoignent d'un enrichissement en carbone 12 . À moins que l'on ne découvre un processus abiotique capable d'expliquer ce fractionnement, la vie sur Terre aurait donc émergé il y a au moins 3,85 milliards d'années, moins de cent millions d'années après son refroidissement.

3.1.1 LE TÉMOIGNAGE DU CARBONE

Les métaquartzites d'Akilia, et celles presque contemporaines d'Isua (- 3,8 Ga), renferment des kérogènes, molécules organiques complexes. La proportion des isotopes 12 et 13 du carbone organique présente dans ces roches est troublante et pourrait témoigner d'une origine biologique. En effet les molécules biologiques élaborées lors d'un processus photosynthétique sont caractérisées par un enrichissement en ^{12}C par rapport aux carbonates minéraux, car les isotopes légers diffusent plus rapidement dans les cellules et ont une réactivité supérieure dans les premières réactions de carboxylation. L'enrichissement ou la déplétion de ^{13}C est exprimé par le delta ($\delta^{13}\text{C}$) et représente un excellent indicateur de l'activité photosynthétique, relativement insensible aux processus de diagenèse et de métamorphisme.

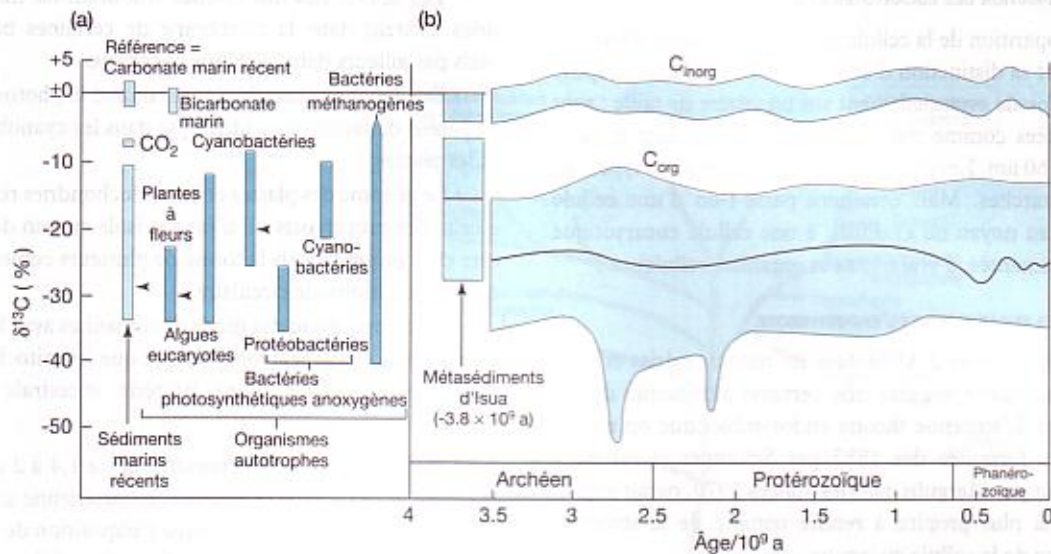


FIGURE 12.10. LE DELTA ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$) DE QUELQUES ORGANISMES AUTOTROPHES (a) ET SA VARIATION AU COURS DES ÂGES GÉOLOGQUES (b).

La valeur du $\delta^{13}\text{C}$ des kérogènes des métasédiments d'Akilia et d'Isua montre que ceux-ci sont d'origine biologique, ou résultent tout au moins d'un mécanisme de fixation du dioxyde de carbone capable de fractionner les isotopes du carbone (fig. 12.10). Ceci n'implique pas forcément l'existence d'une chaîne photosynthétique telle que nous la connaissons dans la biosphère actuelle.

3.1.2 LES PREMIÈRES TRACES DE VIE : « LES MONÈRES »

Jusque vers 3,4 Ga les documents paléontologiques sont rares et souvent discutables. Les meilleurs spécimens proviennent de deux gisements, la série de Fig Tree (Swaziland) et celle de Warrawoona (Australie occidentale), datés d'environ 3,4 Ga. Les fossiles récoltés sont des microsphères du type *Huronispora* et des bactéries comme *Eobacterium isolatum*.

Entre 3 et 1,6 Ga les données deviennent plus claires et concernent des Procaryotes, ou Monères, (bactéries et cyanophycées). Aussi cette période est-elle parfois nommée « ère des monères ». Dans les formations de Bulawayo (Zimbabwe, = 2,7 Ga) et de Gunflint (Ontario, ≈ 2 Ga) ont été identifiées des cyanophycées sphériques ou filamenteuses, ainsi que des minuscules sphères de 0,1 à 5 μm de diamètre appelées coccoïdes qui ressemblent étrangement aux microsphères de protéinoïdes synthétisées par Fox.

3.1.3 LES STROMATOLITES

Certaines cyanobactéries actuelles vivent dans des eaux côtières peu profondes et construisent des édifices métriques, les stromatolites, en consolidant des sédiments carbonatés (précipitation de carbonate liée à la photosynthèse) dans le tapis gélatineux qu'elles sécrètent. Ces stromatolites ne se rencontrent que dans des eaux caractérisées par l'absence de tout métazoaire perforant ou brouteur, des eaux sursalées le plus souvent.

Les stromatolites précambriens, présents dès - 3,4 Ga (Zimbabwe) et abondants à partir de - 2,8 Ga (groupe de Fortescue en Australie, Afrique du Sud...), ressemblent en tout point aux formes actuelles : une superposition de feuillets sub-millimétriques, qui n'est pas une construction biologique, mais une structure laminaire résultant de l'activité d'accumulation de carbonates par des feutrages de cyanophycées. Il est probable que ces formes anciennes soient le résultat de l'activité de cyanobactéries, mais rien n'est sûr, et certaines bactéries photosynthétiques actuelles construisent des édifices analogues. Il faut donc rester prudent quant au rôle de pourvoyeur d'oxygène des stromatolites. La seule conclusion irréfutable est de dire qu'il existe vers - 3,4 Ga des communautés d'organismes autotrophes.

3.2 L'APPARITION DES EUKARYOTES ET DES MÉTZOAIRES

L'apparition de la cellule eucaryote est datée d'environ 1,4 Ga et sa distinction d'avec la cellule procaryote repose à l'état fossile essentiellement sur un critère de taille : sont considérées comme eucaryotes, les cellules dont la taille dépasse 60 µm. Les plus anciens documents de ce type sont des acritarches. Mais comment passe-t-on d'une cellule simple, au noyau nu et diffus, à une cellule eucaryotique compartimentée, à vrai noyau et organites cellulaires ?

3.2.1 LES EUKARYOTES ET L'ENDOSYMBIOSE

La découverte d'ADN dans les mitochondries et dans les chloroplastes suggère une certaine autonomie de ces organites. L'ancienne théorie endosymbiotique ou micro-mérisme, formulée dès 1883 par Schimper et remise à l'honneur par Margulis dans les années 1970, paraît actuellement la plus propice à rendre compte de la structure complexe de la cellule eucaryote.

Chez les procaryotes il n'existe presque jamais de compartiments délimités à l'intérieur de la cellule et l'ADN se trouve directement dans le cytoplasme. La cellule eucaryote, par contre, possède de nombreux compartiments internes, ou organites, qui sont séparés du cytoplasme par des membranes analogues à celle entourant la cellule. Leur ADN est situé dans l'un des organites, le noyau.

Alors que certains organites de la cellule eucaryote disparaissent pour se reformer lors de la division cellulaire (le Golgi, le réticulum endoplasmique...) d'autres proviennent toujours d'une division d'organites préexistants. Il s'agit :

- du noyau,
- des mitochondries, responsables de la respiration cellulaire,
- des plastides des végétaux où se déroule la photosynthèse.

Cette particularité fait penser à des bactéries se divisant par bipartition dans le cytoplasme : les mitochondries et les plastides seraient des organismes vivants, installés en symbiose¹ dans la cellule. Divers arguments peuvent être avancés pour étayer cette hypothèse.

• Les organites des eucaryotes sont limités par une membrane lipidique simple sauf trois d'entre eux : le noyau, entouré d'une enveloppe à deux membranes percée de pores, et les plastides et les mitochondries qui sont séparés du cytoplasme par deux membranes continues.

• Les lipides des membranes entourant les mitochondries existent dans la membrane de certaines bactéries, mais pas ailleurs dans la cellule eucaryote.

• Des fonctions métaboliques comme la photosynthèse s'opèrent de façon quasi identique dans les cyanobactéries et les plastides.

• Le génome des plastides et des mitochondries ressemble à celui des procaryotes : il n'est pas isolé au sein de l'organe et se présente sous la forme de plusieurs copies identiques d'une molécule circulaire.

• La comparaison des gènes des organites avec les gènes homologues des procaryotes montre que les mitochondries descendraient toutes d'une bactérie ancestrale unique (fig. 12.11).

L'acquisition des mitochondries il y a 1,4 à 2 milliards d'années et l'existence de respiration bactérienne antérieure par les cellules eucaryotes marque l'acquisition de la respiration cellulaire. Sans mitochondries, la cellule eucaryote ne peut utiliser l'oxygène pour oxyder les glucides et produire son énergie. Associées aux peroxysomes,² elles ont permis à la biosphère d'affronter sa première grande crise : le passage d'un environnement anaérobie à un environnement aérobie. L'acquisition plus tardive des plastides, entre - 1,2 et - 1,4 milliards d'années, permettra à la cellule eucaryote d'utiliser l'énergie lumineuse.

3.2.2 L'APPARITION DE LA SEXUALITÉ

Un événement considérable dans l'évolution de la biosphère fut l'apparition de la sexualité. La date et les modalités de cette innovation sont mal connues : des sphéroïdes groupés en tétrades et désignés sous le nom d'*Eotetrahedron princeps* pourraient démontrer l'existence de phénomènes sexuels consécutifs à une méiose. Ces tétrades ont été découvertes en Australie dans la formation de Bitter Springs (- 850 Ma) et dans les dolomies d'Amelia (- 1 500 Ma).

Dans le cas de la reproduction, qui est au sens strict du terme un mécanisme de copie conforme non sexuée de l'ancêtre, l'innovation et l'évolution des systèmes vivants dépend d'erreurs de copies : les mutations du génome. Ce sont elles qui constituent la source de variation des êtres vivants.

La sexualité ne crée pas de nouveaux gènes, mais innove puissamment en créant de nouvelles associations de gènes : cette recombinaison génétique permet des variations infinies

¹ association physique et durable de deux organismes vivants qui peut être à bénéfice réciproque ou résulter d'un parasitisme.

² organites endosymbiotiques un peu plus petits que les mitochondries qui détachent la cellule des dérivés nocifs de l'oxygène comme le peroxyde d'hydrogène.

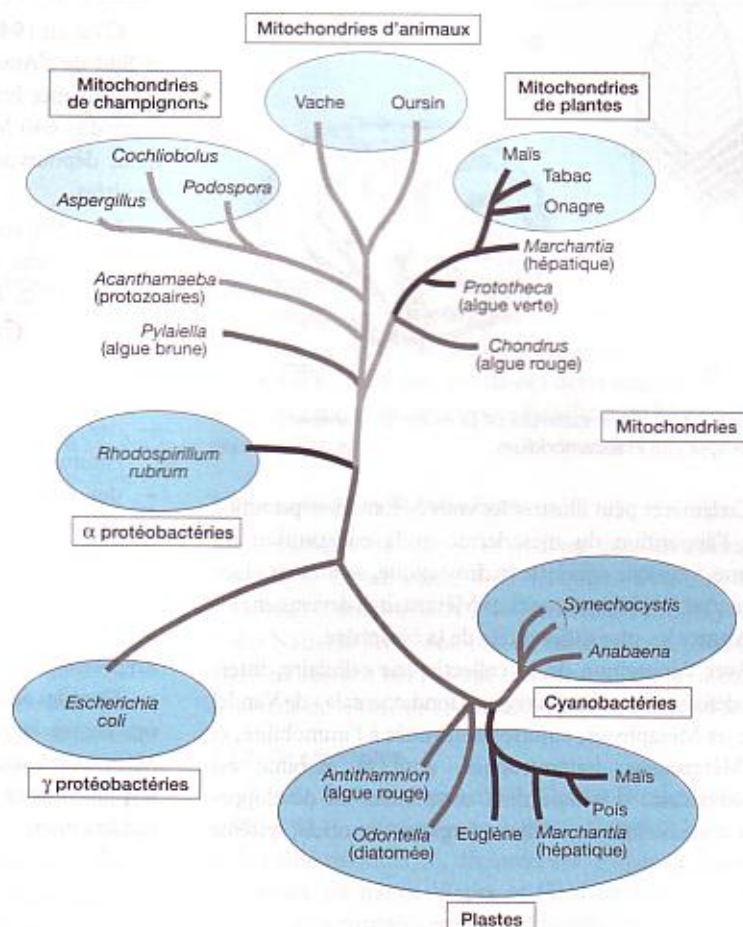


FIGURE 12.11. LA COMPARAISON DES GÈNES DES ORGANITES AVEC LES GÈNES HOMOLOGUES DES PROCARYOTES. Cet arbre a été établi en comparant les 239 acides aminés de la sous-unité 6 de l'ATPase et les longueurs des branches sont proportionnelles à la divergence des séquences.

du génome. À titre d'exemple, 200 gènes présentant chacun deux variantes (A et B) et trois états différents (homozygotes AA et BB, hétérozygote AB) conduisent à 3^{200} types génétiques différents possibles. Ce nombre est très supérieur à l'estimation que les astronomes donnent du nombre total d'atomes chimiques de tous les astres de l'Univers. La sexualité accélère donc fortement le rythme, autrement très lent, de l'évolution.

Cette apparition de la sexualité va de concert avec un autre phénomène : la mort. La reproduction bactérienne par division simple, et l'immortalité qui s'ensuit pour l'individu, sont synonymes de conservatisme. Au contraire, la sexualité et la mort qui l'accompagne assurent le changement.

3.2.3 LES MÉTAZOAIRES

Pendant près de trois milliards d'années les cellules restèrent isolées, et les bactéries le sont encore aujourd'hui.

Même les cellules eucaryotiques ne dépassèrent pas le stade unicellulaire pendant des centaines de millions d'années et les premières traces de vie pluricellulaire remontent à environ 1 Ga. Mais elles sont bien fragiles.

Certaines empreintes carbonées du Montana (= - 1,3 Ga) pourraient être des fossiles d'algues multicellulaires. Vers - 900 Ma, des traces d'activité biologique (pistes ou terriers) suggèrent la présence d'organismes animaux capables de contractions musculaires et doués d'une certaine rigidité. Ce n'est qu'au Précambrien terminal, le Vendien, qu'une documentation incontestable est disponible grâce aux faunes édiacariennes.

On ignore ce qui amena certaines cellules eucaryotes à se regrouper. Les Spongiaires peuvent nous fournir une image de ces premiers stades coloniaux, simple juxtaposition de cellules peu différenciées. La première différenciation des Métazoaires doit correspondre à la formation de deux feuillettes, à l'organisation diploblastique, et la larve planula

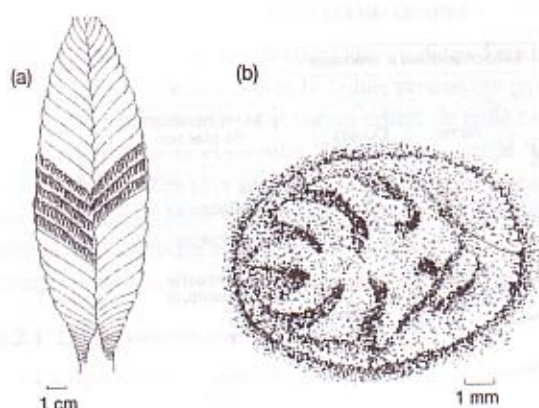


FIGURE 12.12. DEUX EXEMPLES DE LA FAUNE ÉDIACARIENNE.
(a) : *Rangea* ; (b) *Praecambridium*.

des Cœlentérés peut illustrer les vrais Métazoaires primitifs. Avec l'apparition du mésoderme et la constitution du coelome, véritable squelette hydrostatique, se met en place la structure triploblastique. Les Métazoaires deviennent les organismes les plus différenciés de la biosphère.

Avec l'apparition de ce collectivisme cellulaire, intervient définitivement la « divergence fondamentale » de Vandel entre les Métaphytes, autotrophes, voués à l'immobilité, et les Métazoaires, hétérotrophes, dont la mobilité est consommatrice d'énergie mais contribuera au développement des fonctions de relations (organes sensoriels, système nerveux...).

3.3 LE GISEMENT FOSSILIFÈRE D'ÉDIACARA

C'est en 1947 que furent découvertes à Édiacara, dans le Sud de l'Australie, des empreintes médusoïdes. Dans une séquence littorale de grès fins et de lamines argileuses, datée de - 640 Ma, diverses empreintes d'animaux à corps mou, dépourvus de toute sécrétion squelettique, furent récoltées.

Les 1 500 spécimens actuellement identifiés ont permis de décrire une trentaine de genres répartis en plusieurs ensembles (fig. 12.12) :

- des cœlentérés, avec des formes médusoïdes comme *Medusinites* et *Cyclomedusa* et des organismes à morphologie foliacée comme *Rangea*,
- des annélides, avec des représentants métamérisés comme *Spriggina* et *Dickinsonia*,
- des morphologies aux affinités inconnues comme *Praecambridium* et *Tribrachidium*.

Les éléments de cette faune édiacarienne ont probablement été largement répandus au Vendien : on les trouve en Afrique du Sud à Nama, en Scandinavie, en Sibérie, en Angleterre...

Dans les années 1980, Seilacher a émis l'hypothèse que ces faunes étaient originales, ne représentaient pas des Métazoaires ancestraux et les nomma Vendozoaires. Nous retrouverons ce type de concept avec les premières faunes cambriennes.

Les premiers gisements fossilifères notoires datent de la base du Cambrien¹. Cet avènement relativement soudain, appelé l'« explosion cambrienne », est l'expression d'une importante diversification de la biosphère et d'une meilleure aptitude à la fossilisation des organismes.

Au début du Cambrien, en quelques millions d'années, une multitude de plans d'organisation (« Baupläne ») surgissent et la plupart des modèles structuraux de tous les phylums sont dès lors présents. D'après les documents connus ce phénomène macroévolutif est caractérisé par une faible spéciation : chacun des types structuraux n'est représenté que par un petit nombre d'espèces.

Dès le Tommotien (deuxième étage du Cambrien) des « petits fossiles à coquilles » (*small shelly fossils*), dont le test est phosphaté ou carbonaté, sont inventoriés sur un vaste domaine géographique : on en trouve en Sibérie, en Chine, en Australie, en Amérique du Nord, en Europe (la Montagne Noire en France)... Ces petits fossiles, le plus souvent énigmatiques, sont accompagnés de métazoaires mieux connus tels des archéocyathes – une classe du phylum des Spongiaires –, des brachiopodes, des gastéropodes et des bivalves.

Mais l'image que nous avons de la diversité de ces premières faunes phanérozoïques est, dans l'état actuel de nos découvertes, très fragmentaire. Tel un phare isolé, le gisement exceptionnel de Burgess Pass témoigne de l'étonnante richesse d'une paléocommunauté benthique.

1. Burgess Pass ; ou l'« explosion cambrienne »

Le gisement des schistes de Burgess appartient à l'une de ces rares archives fossiles, nommées *Lagerstätten*, où la conservation des organismes est exceptionnelle. Les

Lagerstätten sont rares, et 20 % des taxons² majeurs du Paléozoïque sont inventoriés dans les trois principaux gisements de ce type : les schistes cambriens de Burgess en Colombie britannique, les schistes dévonien du Hunsrück en Allemagne et les couches carbonifères de Mazon Creek près de Chicago.

1.1 LE GISEMENT DE BURGESS PASS

Les schistes de Burgess se trouvent dans les montagnes Rocheuses canadiennes, à la frontière orientale de la Colombie britannique. À 2 400 mètres d'altitude, dans le Yoho National Park, non loin de Banff, ce gisement fossilifère est aujourd'hui protégé et toute fouille y est interdite. Il est daté de la base de l'Atdabanien, soit d'environ 530 Ma.

1.1.1 SA DÉCOUVERTE

À la fin du mois d'août 1909, Charles Doolittle Walcott (1850–1927), *self-made-man* à l'américaine³ et spécialiste de la faune cambrienne, découvre sur le flanc de la colline qui sépare les monts Wapta et Field un bloc de schiste recelant trois crustacés étranges : *Marrella* (fig. 13.1), *Waptia* et *Naraoia*.

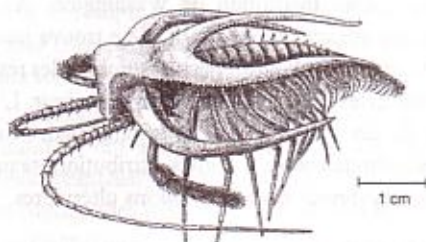


FIGURE 13.1. L'UN DES TROIS « CRUSTACÉS PHYLLOPODES » DÉCOUVERT PAR WALCOTT EN AOÛT 1909, À BURGESS PASS : *MARRELLA*.

¹ la base du Cambrien (= - 545 Ma) qui marque le début du Phanérozoïque (de φαῖνερὸς = phanéros, apparent et ζῷον = zoon, être vivant) est définie conventionnellement par l'apparition de l'ichnofossile *Phycodes pedom*.

² groupe d'organismes reconnu en tant qu'unité formelle, à quelque niveau de la classification que ce soit.

³ N'ayant jamais obtenu de diplôme universitaire, Walcott entra dans l'équipe des Relevés géologiques des États-Unis en 1879 au rang le plus bas de géologue de terrain, en devint le directeur en 1894, et termina sa carrière dans les plus hautes sphères de l'administration scientifique américaine.

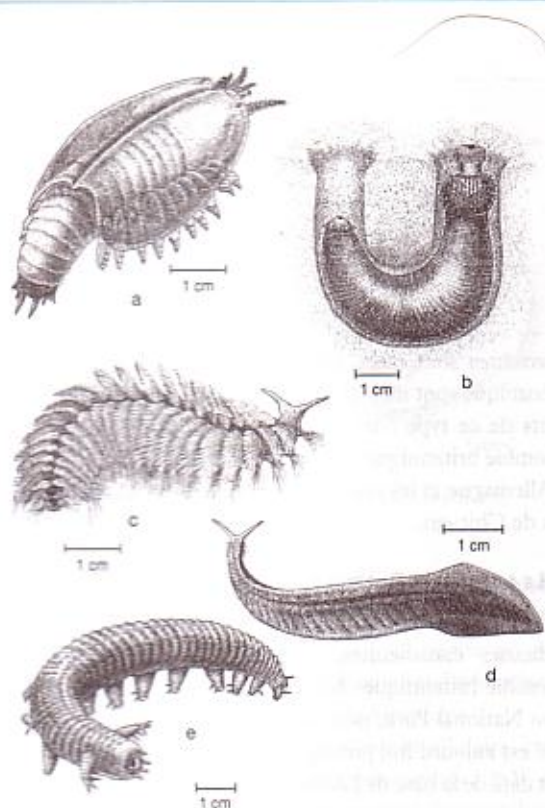


FIGURE 13.2. QUELQUES REPRÉSENTANTS DE LA FAUNE DE BURGESS QUI PEUVENT ÊTRE RATTACHÉS À DES TAXONS CONNUS ACTUELLEMENT : a - *Canadapsis* ; b - *Ottolia* ; c - *Canadia* ; d - *Pikaia* ; e - *Aysheaia*.

Entre 1909 et 1917, en cinq étés de fouilles, Walcott exploita de manière exhaustive le site, et rapporta plus de 80 000 spécimens au Muséum national d'histoire naturelle de la Smithsonian Institution de Washington. À la tête d'un immense empire administratif, il ne trouva jamais le temps de vraiment analyser, réfléchir et publier les résultats de ses découvertes : seuls six articles virent le jour. L'étude sommaire de ces précieux fossiles les attribuait tous aux taxons des embranchements actuels, attributions taxinomiques qui ne résisteront pas aux révisions ultérieures.

1.1.2 SON ÉTUDE RÉCENTE

Dans le cadre du Programme de relevés géologiques du Canada, Whittington dirigea en 1966 et 1967 deux nouvelles campagnes de fouilles au cours desquelles 750 m³ de schistes furent débités. Si des centaines de personnes, depuis les pilotes d'hélicoptères qui ont transporté le matériel de la base de Burgess jusqu'aux dessinateurs qui ont élaboré les

dessins pour les publications, ont contribué à cette opération d'envergure, une équipe soudée de trois chercheurs seulement (Whittington, Conway-Morris et Briggs) a mené à bien la révision systématique du gisement.

Alors qu'aujourd'hui de nombreux chercheurs considèrent que les nouvelles idées ne peuvent naître que de découvertes princeps, en « voyant l'invisible » et en « mesurant le ppt¹ » à l'aide d'énormes et coûteux spectromètres couplés à des ordinateurs puissants, la réinterprétation des schistes de Burgess n'a guère nécessité qu'un matériel ordinaire : microscopes, appareils photographiques et fraiseuses de dentiste... associés à une observation méticuleuse. Cette nouvelle vision de la paléocommunauté de Burgess est l'une des révolutions scientifiques les plus paisibles qui soient, aucune découverte paléontologique n'ayant autant modifié notre conception de l'évolution de la biosphère.

1.1.3 SON CONTENU FOSSILIFÈRE

Les plus beaux spécimens de la faune de Burgess ont été trouvés dans un affleurement de 2 à 2,5 mètres d'épaisseur et d'une quinzaine de mètres de largeur. La conservation d'une faune aussi diversifiée est exceptionnelle et n'aurait pas dû se produire. En effet, un bon éclaircissement et une bonne oxygénation favorisent la diversité, mais garantissent aussi la prompte décomposition. C'est probablement un courant de turbidité qui a rapidement transporté au bas d'une pente les cadavres d'une communauté qui vivait sur des talus de boues accumulées au pied d'un récif.

La faune de Burgess est représentée par environ 120 genres, parmi lesquels les Spongiaires et les Arthropodes sont les plus abondants. Si certains spécimens peuvent être classés dans des taxons actuels, d'autres sont énigmatiques et n'ont aujourd'hui aucun équivalent connu.

Canadapsis est ainsi un véritable Crustacé, *Canadia* un Polychète, *Ottolia* un Priapulien, *Aysheaia* est probablement un Onychophore et *Pikaia* serait le tout premier Chordé (fig. 13.2).

Certains fossiles sont des chimères (*Nectocaris*, fig. 13.3a) ou n'appartiennent à aucun des plans d'organisation connus actuellement (*Hallucigenia*, *Wiwaxia*, *Opabinia*, *Odontogriphus*, *Dinomischus*, *Anomalocaris*, fig. 13.3b-g).

1.2 LES ENSEIGNEMENTS

Une grande partie des spécimens récoltés dans le site de Burgess sont taxinomiquement « inclassables ». Nous le savons aujourd'hui, et nous l'admettons, mais cette conception d'une paléobiosphère riche de plans d'organisations aujourd'hui disparus a été longue à admettre.

¹ partie pour trilliard (10⁻¹²).

1.2.1 L'EXEMPLE DE *MARRELLA*

Pour Walcott il fallait que la faune de Burgess fût une version primitive d'organismes ultérieurement améliorés, aussi rangea-t-il *Marrella* dans la sous-classe des Trilobites, en précisant « Chez *Marrella*, on peut voir le présage de la forme trilobite ». Même si certains de ses collègues émettaient des doutes quant au classement taxinomique de *Marrella*, jamais ils n'envisagèrent qu'il pût être un organisme absolument particulier. En 1959, Størmer rattacha *Marrella* à un nouveau taxon, les Trilobitoïdes. Cette conception illustre la « règle du chausse-pied », selon laquelle tous les organismes peuvent se ranger dans des catégories taxinomiques déjà établies.

Mais pourquoi Trilobite, pourquoi Trilobitoïde ?

La donnée fondamentale de l'anatomie des Arthropodes est la métamérie, c'est-à-dire l'organisation du corps en une série de segments identiques portant des appendices. À partir d'une forme primitive composée de nombreux segments identiques, les arthropodes se sont diversifiés par la fusion et la différenciation des segments et la spécialisation des appendices.

Au cours de l'évolution les nombreux segments identiques ont eu tendance à fusionner en un petit nombre d'unités spécialisées (les tagmes¹), le plus souvent suivant une disposition en trois parties, antérieure, moyenne et postérieure :

- céphalon, thorax et pygidium chez les trilobites,
- tête, thorax et abdomen chez les insectes,
- céphalon, péron et pléon chez les crustacés,
- prosoma (à l'avant) et opisthosoma (à l'arrière) chez les chélicérates.

Les différents modes de tagmose squelettique fournissent les critères fondamentaux de la classification des Arthropodes (fig. 13.6).

La spécialisation et la différenciation des appendices est tout aussi importante. L'appendice ancestral, dit biramé, comprend deux branches ou *rami*, le *ramus* externe (ou branchial) qui sert à la respiration ou à la nage, et le *ramus* interne (ou locomoteur) qui sert à la locomotion. Les arthropodes spécialisés perdent souvent l'une ou l'autre des deux branches, et leurs appendices deviennent alors uniramés. Les appendices proximaux (sur l'avant) se différencient en organes sensoriels (antennes, antennules, pédipalpes...) ou en pièces buccales (chélicères, mandibules...).

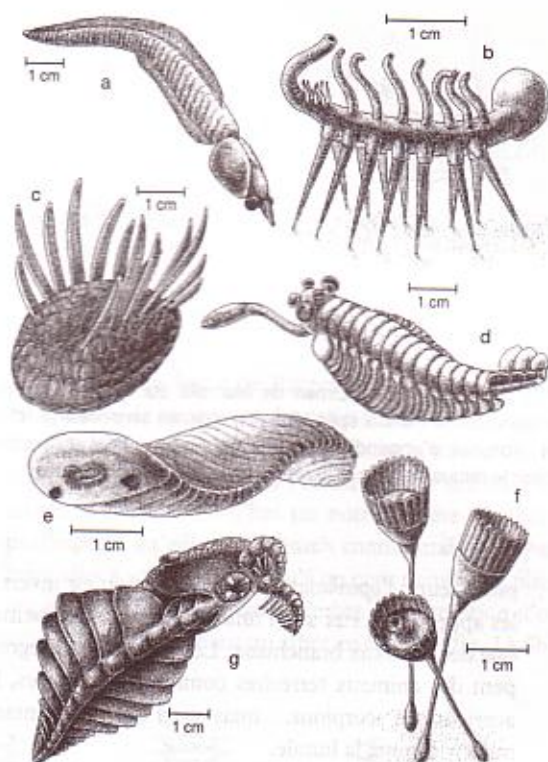


FIGURE 13.3. QUELQUES REPRÉSENTANTS DE LA FAUNE DE BURGESS QUI NE PEUVENT ÊTRE RATTACHÉS À DES TAXONS CONNUS ACTUELLEMENT : a - *Nectocaris* ; b - *Hallucigenia* ; c - *Wiwaxia* ; d - *Opabinia* ; e - *Odontogriphus* ; f - *Dinomischus* ; g - *Anomalocaris*.

Les niveaux élevés de la classification des Arthropodes prennent en compte les deux phénomènes décrits ci-dessus, la tagmose et la spécialisation des appendices. Quatre groupes majeurs sont ainsi identifiés.

- Les Hexapodes ou Uniramés qui, comme leur nom l'indique, ont systématiquement perdu un *ramus* (le *ramus* branchial), comprennent les Insectes, mais aussi les Myriapodes tels les scolopendres et les mille-pattes.
- Les Chélicérates caractérisés par six paires d'appendices uniramés sur leur prosoma : la première paire est spécialisée en pièces buccales (les chélicères), la seconde en appareil sensoriel (les pédipalpes), tandis que les quatre dernières sont locomotrices². Sur la partie

¹ du grec *ταγμα* = *tagma*, régiment.

² c'est ainsi que les araignées ont huit pattes !

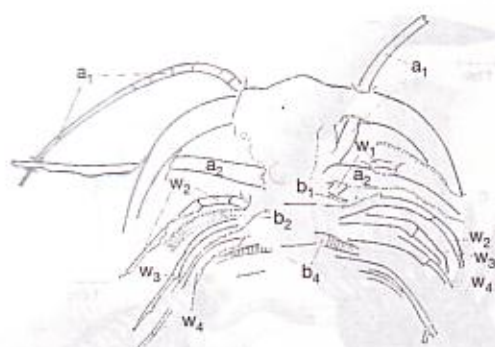


FIGURE 13.4. Le spécimen de *Marrella* qui montre les deux appendices pré-oraux spécialisés en organes sensoriels (a_1 et a_2) et l'absence d'appendices post-oraux ; b et w sont respectivement le ramus externe et le ramus interne post-céphaliques.

postérieure, l'*opisthosoma*, la spécialisation est inverse : les appendices, eux aussi uniramés, ne sont constitués que des rameaux branchiaux. Les Chélicérates regroupent des animaux terrestres comme les araignées, les acariens, les scorpions... mais aussi des représentants marins comme la limule.

- Les Crustacés, tout en présentant une grande diversité morphologique, comportent au moins cinq paires d'appendices sur le céphalon : les deux premières paires sont spécialisées en organes sensoriels (antennes et antennules) et situées en position pré-orale tandis que les trois autres paires, en position post-orale sont spécialisées en pièces buccales. Les appendices du thorax et de l'abdomen sont généralement biramés. Ce taxon est principalement marin et regroupe des formes très diverses comme des organismes bivalves (copépodes et ostracodes), les anatifes et les décapodes (crabes, crevettes, homards...), mais aussi des formes terrestres comme le cloporte.
- Les Trilobites, qui ont disparu à la fin du Paléozoïque, possèdent un céphalon caractérisé par une paire d'appendices pré-oraux spécialisés en organe sensoriel (antennes) et trois paires d'appendices post-oraux.

Chez les arthropodes actuels ces plans d'organisation sont remarquablement constants. Sur plus d'un million d'espèces d'insectes connues, aucune n'a d'appendices biramés, quasi toutes ont trois paires d'appendices sur le thorax. Les crustacés marins, malgré leur grande variabilité morphologique, présentent tous le même mode de tagmose au niveau de la tête : deux paires d'appendices pré-oraux et trois paires d'appendices post-oraux.

Whittington, en décortiquant méticuleusement des spécimens de *Marrella*, montra que le plan d'organisation de cette espèce ne correspond à aucun schéma actuel : il possède deux appendices céphaliques pré-oraux et aucun appendice post-oral (fig. 13.4).

L'étude approfondie des schistes de Burgess montre qu'à côté des quatre grands groupes actuels d'arthropodes, ce petit gisement de Colombie britannique contient les témoins fossiles de plus de vingt autres plans fondamentaux d'organisation d'arthropodes. L'analyse des autres taxons aboutit aux mêmes conclusions.

Il apparaît ainsi qu'après avoir mis en place un grand nombre de plans d'organisation fondamentaux, l'évolution n'en ait sélectionné que quelques-uns, puis qu'elle s'y soit obstinément tenue, contre vents et marées, jusqu'à nos jours.

1.2.2 DIVERSITÉ ET DISPARITÉ

Près de 80 % des espèces de la faune actuelle sont des arthropodes, et en particulier des insectes. Exception faite du plancton unicellulaire, les mers hébergent essentiellement des vers polychètes, des échinodermes, des crustacés, des mollusques et quelques vertébrés. Le trait fondamental de la faune contemporaine est donc la parcimonie des plans d'organisation, à l'inverse de celui de la faune de Burgess, caractérisé par une pléthore de « *Baupläne* ».

Le terme « diversité » est utilisé par les biologistes et les paléontologues à propos du nombre d'espèces distinctes au sein d'un taxon. Ainsi chez les mammifères, le groupe des rongeurs présente une grande diversité puisque l'on y dénombre actuellement plus de 1 500 espèces, tandis que les équidés ne sont représentés que par une dizaine d'espèces.

On utilise le terme « disparité » à propos des différences de plan d'organisation anatomique. Ainsi, une faune constituée d'un cheval, d'un escargot et d'un taon présentera une disparité supérieure à celle comportant trois espèces d'abeilles.

La réinterprétation de la faune des schistes de Burgess nous montre que si la diversité y est pauvre (peu d'espèces d'un même taxon), la disparité par contre y est très élevée (grand nombre de plans d'organisation).

En un peu plus de cinq cents millions d'années, de Burgess Pass aux rivages du Pacifique, l'histoire de la vie peut donc se résumer par une réduction drastique de la disparité, suivie d'une considérable augmentation de la diversité.

1.2.3 PERMISSIVITÉ ET DÉCIMATION

Cet éventail de disparité anatomique observé dans les schistes de Burgess ne sera jamais plus retrouvé à l'état fossile dans la suite des temps phanérozoïques. La raison principale de cette explosion de « *Baupläne* » est probable-

ment liée à la permissivité écologique des mers cambriennes : c'est l'occupation originelle, par la vie multicellulaire, du milieu marin vacant. N'importe quel plan d'organisation pouvait trouver sa niche écologique. C'était l'époque de l'expérimentation, un instant unique dans l'histoire de la biosphère, caractérisé par l'absence de toute compétition, pour la première et pour la dernière fois.

Puis surviendra la compétition, le grand arbitre darwinien de la sélection naturelle. La plus grande partie des « Bauplâne » sera éliminée : c'est la décimation. Les 500 millions d'années suivantes ne verront naître aucun nouveau plan d'organisation.

1.2.4 DU BUISSON À L'ARBRE EN ESPALIER

Les représentations usuelles de l'évolution sont presque toutes fondées sur l'iconographie du buisson de diversité croissante (fig. 13.5a) : à l'origine figure le taxon fondateur, puis l'arbre se ramifie progressivement, témoignant de l'inévitable irréversibilité du progrès. Cette vision est probablement un héritage de notre culture judéo-chrétienne : au début il y eut Adam et Ève... qui crurent et se multiplièrent.

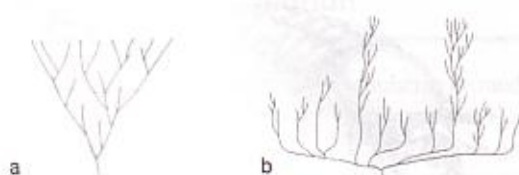


FIGURE 13.5. LE CÔNE DE DIVERSITÉ CROISSANTE (a) ET L'ARBRE EN ESPALIER (b).

L'étude de la faune de Burgess oblige à une révision fondamentale de ce concept. La variété anatomique semble maximale dans ce gisement. Par la suite, l'histoire de la biosphère sera caractérisée par l'élimination et non par l'expansion. Il existe aujourd'hui sur notre planète beaucoup plus d'espèces qu'elle n'en a jamais connu, mais la plupart d'entre elles n'appartiennent qu'à un petit nombre de plans d'organisation fondamentaux. L'arbre de l'évolution n'est donc pas un buisson, mais un arbre en espalier (fig. 13.5b).

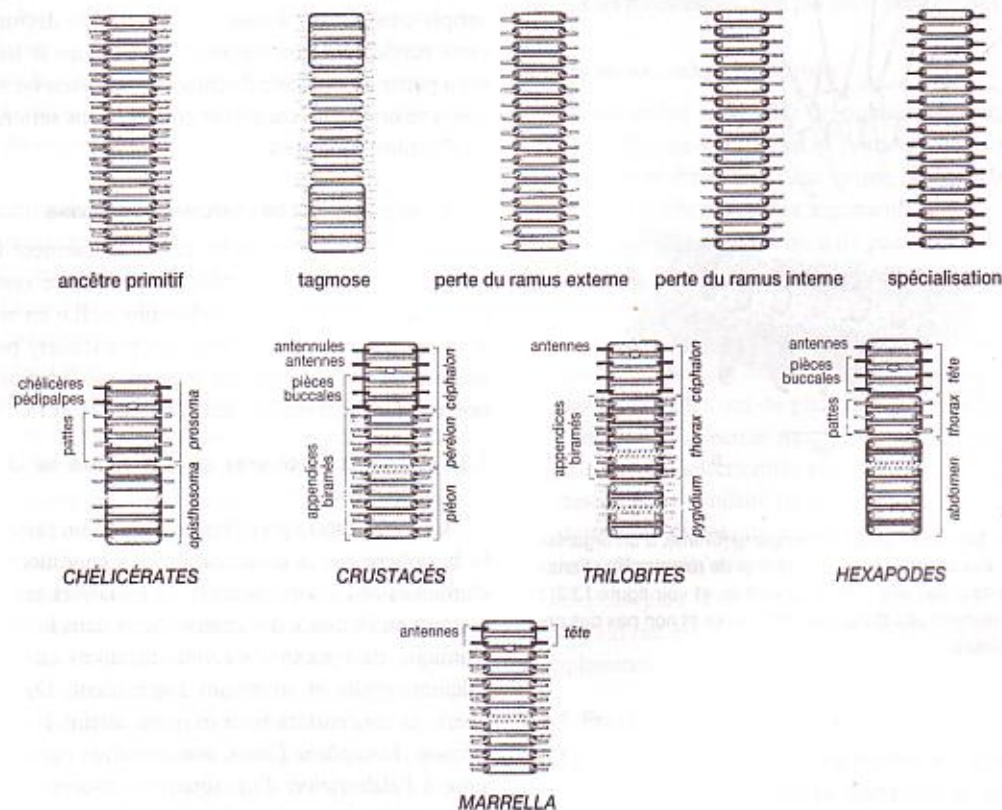


FIGURE 13.6. SCHÉMA DE L'ÉVOLUTION ET CLASSIFICATION DES ARTHROPODES. *Marrella* ne correspond à aucun plan d'organisation actuel.

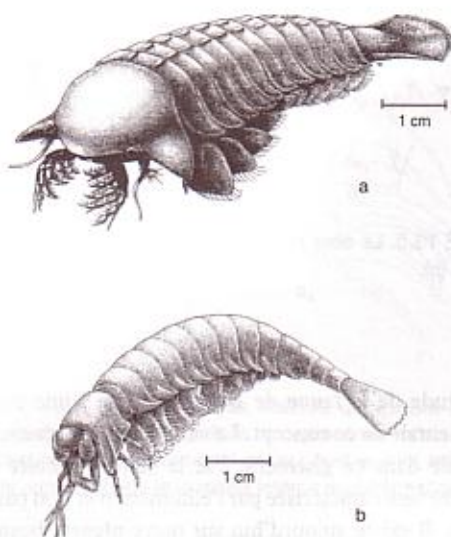


FIGURE 13.7. DEUX DESTINÉES DIFFÉRENTES : a, *Sanctacaris* un arthropode chélicérate ; b, *Yohoia* fossile sans descendance.

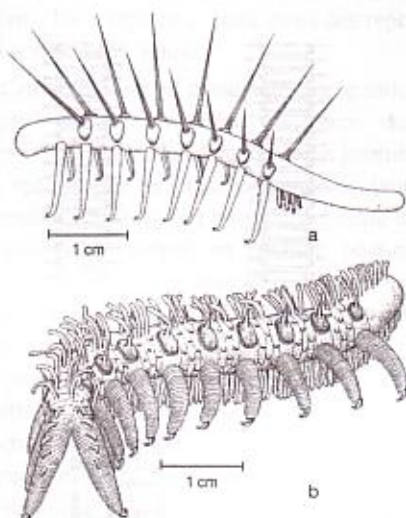


FIGURE 13.8. La découverte, à Chengjiang (Chine), d'un organisme apparenté aux onychophores (b) permet de réinterpréter l'anatomie morpho-fonctionnelle d'*Hallucigenia* (a, et voir figure 13.3) : les épines deviennent des structures défensives et non pas des organes locomoteurs.

1.2.5 LA NOTION DE CONTINGENCE

La plupart des organismes de Burgess ont disparu sans laisser de descendance. Cette disparition est-elle le résultat d'une sélection naturelle ou d'un processus de loterie ?

L'observation et l'analyse de cette faune cambrienne ne nous permettent pas de mettre en évidence une quelconque faiblesse adaptative de l'un ou l'autre de ses représentants. Il faut admettre aujourd'hui que nous ne savons pas pourquoi *Sanctacaris* est le lointain parent du grand groupe actuel des chélicérates, alors que *Yohoia* n'est qu'un fossile sans descendance (fig. 13.7). En 1980, Whittington écrivit à propos d'*Aysheaia* « Si l'on s'était trouvé à l'époque de Burgess et que l'on ait tourné ses regards vers le futur, il aurait été difficile de prédire quels allaient être les survivants. On aurait eu du mal à voir dans *Asheiaia*, avec ses lents déplacements au sein des colonies d'éponges, l'ancêtre de ces formidables conquérants des masses continentales, les myriapodes et les insectes ».

La modalité de disparition des plans d'organisation, telle qu'elle est suggérée par les schistes de Burgess, relève de la loterie et nous incite à une vision totalement différente de certaines étapes de l'évolution de la vie : la décimation est contingente, c'est-à-dire soumise au hasard.

Pourquoi lisez-vous ce paragraphe ? La réponse est simple : parce que *Pikaia*¹ a survécu à la décimation. Et cette survie a été contingente. Redéployons la trame de la vie à partir de l'époque de Burgess : si *Pikaia* ne survit pas, adieu veau, vache, cochon et couvée, nous serions absents de l'histoire de la vie.

1.3 UNITÉ ET DIVERSITÉ DE L'EXPLOSION CAMBRIENNE

Isolé dans l'espace et le temps, le gisement fossilifère des schistes de Burgess pourrait apparaître comme une péripétie dans l'histoire de la biosphère. Il n'en est rien car d'autres gisements, en Chine en particulier, permettent aujourd'hui de reconstituer le puzzle de l'explosion cambrienne, tournant majeur dans l'histoire de la vie (fig. 13.8).

1.3.1 QUELQUES HYPOTHÈSES SUR LES CAUSES DE LA RADIATION CAMBRIENNE

Une explication première de l'explosion cambrienne de la biosphère est la modification des conditions physico-chimiques de l'environnement. Des analyses géochimiques mettent en évidence des changements dans la composition chimique de l'océan : les concentrations en phosphore, calcium, soufre et strontium augmentent. Dans l'atmosphère, la concentration en oxygène atteint 16 % du PAL (*Present Atmospheric Level*), concentration minimale nécessaire à l'élaboration d'un squelette calcaire. Enfin, cette période, à la charnière du Précambrien et du Cambrien, est

¹ l'ancêtre probable des Chordés, d'où émergera la lignée des Vertébrés, représenté fig. 13.2d, p. 518.

caractérisée par une importante phosphatogenèse, témoignage de l'apparition de processus de biominéralisation.

D'autre part, au Cambrien la dislocation d'un super-continent du type Pangée, la Rodinia, a engendré de vastes plates-formes continentales propices à la colonisation et à la diversification de la biosphère. C'est à ce moment-là qu'ont dû se structurer les premières communautés, se mettre en place les premières chaînes trophiques de métazoaires, apparaître les premiers prédateurs dans le monde des organismes pluricellulaires. Cette apparition de métazoaires prédateurs contribue fortement à augmenter la diversité des biocénoses.

Enfin, il est possible que le génome des métazoaires cambriens ait été relativement simple et qu'une certaine flexibilité génétique ait pu ainsi favoriser l'apparition d'une multitude de plans d'organisation.

1.3.2 L'APPARITION DE LA COQUILLE

L'invention à l'aube du Cambrien, dans tous les grands phylums animaux, de processus de biominéralisation constitue l'un des problèmes les plus spectaculaires posés par l'évolution du monde vivant. De façon à peu près simultanée, le spicule, le test et la coquille apparaissent chez les Spongiaires, les Cnidaires, les Crustacés, les Mollusques et les Echinodermes. Le carbonate de calcium est le matériau de base, mais la silice et d'autres sels minéraux comme le phosphate de calcium (chez les Brachiopodes), le sulfate de calcium ou de baryum peuvent être formés par biominéralisation.

La formation du test ou de la coquille peut se produire dans les compartiments extra- ou intracellulaires, mais elle nécessite une « ingénierie » biochimique relativement complexe. Dans le cas de la minéralisation externe, des substances organiques doivent être excrétées hors de la cellule pour fabriquer la coquille. Dans le cas de la minéralisation interne, ce sont le réticulum endoplasmique où se concentrent les éléments minéraux, et l'appareil de Golgi qui élabore la fraction glucidique de la trame organique de fixation du calcium, qui sont impliqués. Pour les deux types de synthèses, la présence d'enzymes telles que l'anhydrase carbonique et des phosphatases alcalines sont indispensables.

L'invention de la coquille, qui correspond initialement à un rôle excréteur, va ouvrir aux métazoaires d'immenses perspectives évolutives, et modifier ultérieurement le cycle biochimique du calcium à la surface de la Terre. Quant aux modalités d'apparition (quasi simultanée à l'échelle des temps géologiques) de la coquille dans des plans d'organisation forts différents, divers scénarios sont proposés, qui vont du modèle macroévolutif à l'épidémie virale expliquant la rapide intégration dans divers groupes de séquences d'ADN codant la synthèse d'une phosphatase.

2. La théorie de l'évolution

Au sens large, l'évolution est une accumulation de modifications au cours du temps, et dès 1755 Emmanuel Kant présente le cosmos comme un système dynamique en perpétuel changement. Au sens biologique, le mot évolution traduit le fait que les espèces ne sont pas immuables mais se transforment graduellement au cours des temps géologiques. La théorie de l'évolution essaye d'expliquer les rythmes et les modalités de la diversification du monde vivant.

Les bases de la théorie de l'évolution ont été formulées par Charles Darwin (1809–1882) et Alfred Russel Wallace (1823–1913). Cette théorie s'oppose au lamarckisme, formulé par Jean Baptiste Lamarck (1744–1829) dans son ouvrage *Philosophie zoologique* publié en 1809, et au catastrophisme de Georges Cuvier (1769–1832). Le lamarckisme prône que l'action du milieu transforme les organismes (la fonction crée l'organe) et que les caractères acquis par l'individu sont héréditaires. Le catastrophisme, quant à lui, stipule que les espèces sont immuables et que les faunes sont régulièrement exterminées par des catastrophes, puis remplacées. La théorie de Darwin ne s'oppose au lamarckisme que sur ses mécanismes, non pas sur le principe de l'évolution.

2.1 LES MÉCANISMES DE L'ÉVOLUTION

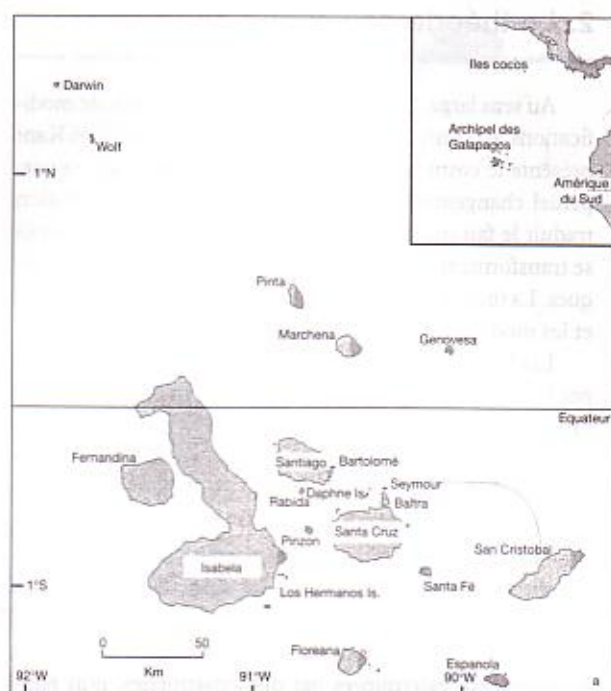
En novembre 1859, Darwin publie son ouvrage *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or The Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life*. Sa théorie est fondée sur quatre arguments :

- il naît plus d'individus qu'il ne peut en survivre,
- cet excès numérique implique une lutte pour l'existence (*struggle for life*),
- les individus d'une population ne sont pas tous identiques et présentent des variations ; ceux dotés de caractères favorables ont de plus grandes chances de survie (principe de sélection naturelle),
- une espèce sélectionnée aura tendance à produire une descendance similaire (principe d'héritage) et deviendra donc plus abondante au fil des générations si la pression sélective s'exerce toujours dans le même sens.

Depuis plus d'un siècle les concepts de la théorie de l'évolution ont évolué grâce à de nombreuses études pluridisciplinaires.

2.1.1 PROLÉGOMÈNES

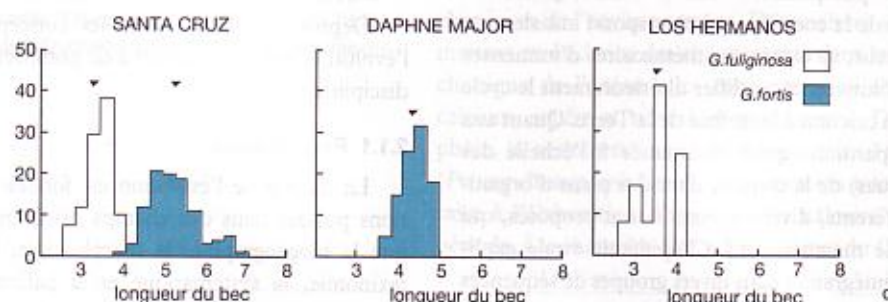
La théorie de l'évolution est fondée sur des observations puisées dans des champs disciplinaires aussi variés que la biogéographie, la morphologie, l'embryologie, la taxinomie, la systématique et la paléontologie. Charles



C	<i>Geospiza magnirostris</i>	<i>Geospiza fortis</i>	<i>Geospiza fuliginosa</i>	<i>Geospiza difficilis</i>	<i>Geospiza scandens</i>	<i>Platyspiza conirostris</i>	<i>Platyspiza crassirostris</i>	<i>Camarhynchus psittacula</i>	<i>Camarhynchus parvulus</i>	<i>Camarhynchus pallida</i>	<i>Camarhynchus heliobates</i>	
Iles												
Darwin	A	-	A	-	-	-	-	-	-	-	A	
Wolf	A	-	A	-	-	-	-	-	-	-	A	
Pinta	A	A	A	B	A	-	A	-	(A)	-	B	
Marchena	A	A	A	-	B	-	A	-	-	-	B	
Genovesa	A	-	B	-	A	-	-	-	-	-	C	
Fernandina	A	A	A	C	-	-	A	B	-	A	A	D
Isabela	A	A	A	C	(C)	-	A	B	-	A	A	D
Santiago	A	A	A	C	D	-	A	C	-	A	B	D
Santa Cruz	A	A	A	(C)	C	-	A	C	-	A	B	D
Santa Fé	A	A	A	-	-	(A)	C	-	A	-	-	E
San cristobal	(A)	A	A	(C)	E	-	-	-	B	C	-	F
Floreana	B	A	A	(D)	C	-	A	C	A	-	-	G
Espanola	-	-	A	-	-	B	-	-	-	-	-	H



FIGURE 13.9. LES PINONS DES GALAPAGOS. a : l'archipel des Galapagos ; b : les différentes espèces de pinons ; c : la composition des populations dans les différentes îles (les lettres caractérisent différentes sous-espèces et les parenthèses les espèces éteintes ; d : la variation de taille des becs de deux espèces sur trois îles différentes.



Darwin, naturaliste rigoureux, est probablement le premier scientifique qui ait compris que certains grands problèmes biologiques ne peuvent être résolus que par une approche globale.

La biogéographie, étude de la répartition des faunes et des flores, montre que la distribution des espèces ne répond pas à des critères ou des facteurs environnementaux stricts, et que sous un même climat ne prospèrent pas forcément des associations animales ou floristiques identiques : des régions de l'Europe, de l'Afrique et de l'Australie, où règnent des climats analogues de type méditerranéen, ne présentent pas la même composition faunistique de mammifères. En 1835, lors de l'escale de son vaisseau *Le Beagle* aux Îles Galápagos, Darwin remarqua que les populations de pinsons de l'archipel sont variables d'une île à l'autre :

- chaque île possède un assemblage d'espèces distinct (fig. 13.9a-c),
- d'une île à l'autre, les représentants d'une même espèce présentent des tailles de bec différentes (fig. 13.9d).

Cette observation lui suggéra que les différentes colonies de pinsons des Galápagos avaient évolué à partir d'une souche de pinsons colonisateurs venu du continent le plus proche, l'Amérique du Sud. Il nota aussi la faible diversité spécifique des îles océaniques par rapport aux territoires continentaux de même taille. Sur l'archipel, 21 des 26 espèces d'oiseaux non-marins étaient, et sont encore, des espèces endémiques¹.

L'anatomie comparative est l'étude des analogies et des différences morphologiques entre diverses espèces. Bien avant la publication de *l'Origine des espèces*, les anatomistes avaient constaté la ressemblance (= homologie) des membres dans des taxons de vertébrés aussi différents que l'homme, le cheval, l'oiseau et le phoque (fig. 13.10), mais ne surent pas l'expliquer. De leur côté les embryologistes avaient constaté que les premiers stades de développement fœtal de l'aile de chauve-souris et de la nageoire du dauphin étaient identiques. Pour Darwin, la raison de ces homologies semblait évidente : chauve-souris et dauphin descendent d'un ancêtre commun.

La classification des espèces est fondée sur le système de la nomenclature binominale mis au point par Linné en 1758 : un nom de genre et un nom d'espèce², suivis du nom de l'auteur³ et de l'année de la diagnose. Alors que l'espèce regroupe les individus qui se ressemblent et sont interféconds, le genre, qui n'est pas une classification conventionnelle, sépare généralement des individus qui ne

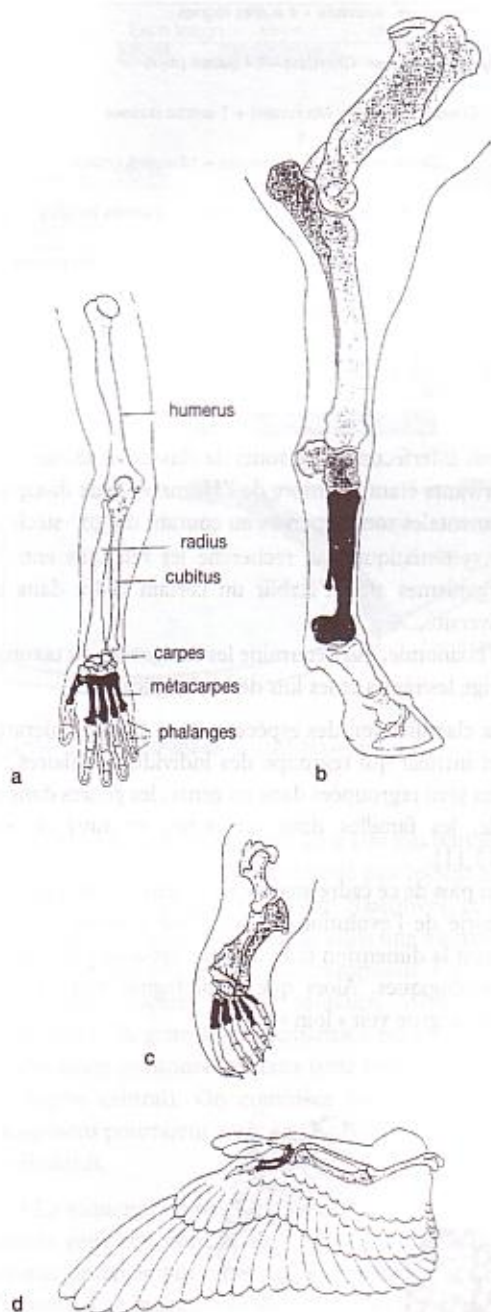


FIGURE 13.10. L'HOMOLOGIE DES OS DU MEMBRE ANTÉRIEUR. Chez l'homme (a), le cheval (b), le phoque (c) et l'oiseau (d).

¹ une espèce est dite endémique lorsqu'elle n'existe que sur un petit territoire et nulle part ailleurs.

² usuellement, le nom de genre s'écrit avec une majuscule et le nom d'espèce avec une minuscule.

³ le nom de l'auteur entre parenthèses indique que l'auteur de l'espèce attribua initialement l'espèce à un autre genre.

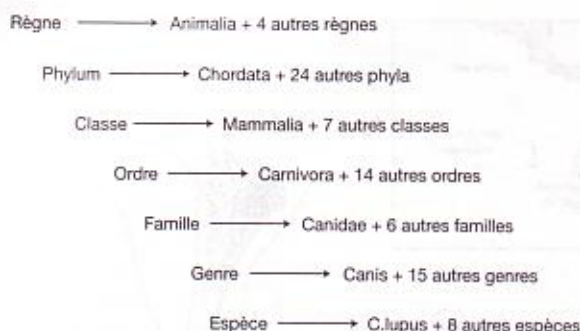


FIGURE 13.11. LA HIERARCHIE TAXINOMIQUE MONTRANT LA CLASSIFICATION DU LOUP.

sont pas interféconds. Le souci de classer les choses et les êtres vivants étant le propre de l'Homme, deux disciplines fondamentales sont apparues au courant du XIX^e siècle :

- la systématique, qui recherche les relations entre les organismes afin d'établir un certain ordre dans leur diversité,
- la taxinomie, qui détermine les catégories, ou taxons, et érige les règles et les lois de la classification.

La classification des espèces est un système hiérarchique et inclusif qui regroupe des individus similaires : les espèces sont regroupées dans un genre, les genres dans une famille, les familles dans un ordre, et ainsi de suite (fig. 13.11).

En plus de ce cadre analytique et sémantique rigoureux, la théorie de l'évolution ne peut être abordée qu'en lui associant la dimension temporelle, c'est-à-dire les archives paléontologiques. Alors que le biologiste voit « fin », le paléontologiste voit « loin ».

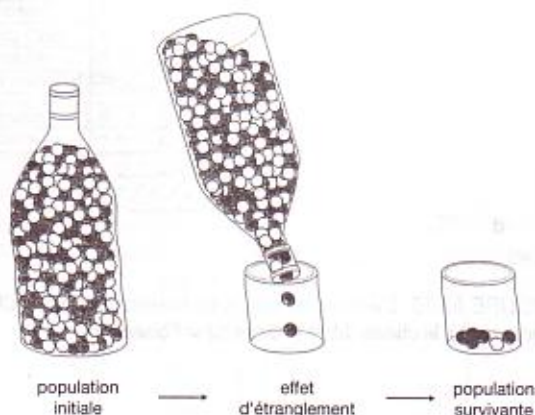


FIGURE 13.12. L'EFFET D'ÉTRANGLEMENT : LE PATRIMOINE GÉNÉTIQUE DE LA POPULATION SURVIVANTE EST DIFFÉRENT DE CELUI DE LA POPULATION INITIALE.

2.1.2 L'HÉRÉDITÉ ET LA VARIABILITÉ GÉNÉTIQUE

Les représentants d'une même espèce présentent des caractères morphologiques, physiologiques, comportementaux... différents, et deux individus ne sont jamais exactement identiques. Ces caractères peuvent varier de façon continue (comme la taille ou le poids) ou discrète (comme le groupe sanguin) et cette variabilité est le matériau de base sur lequel va agir la sélection naturelle.

Les sources de la variabilité d'un caractère étaient pour Darwin un sujet de perplexité ; ignorant les travaux de Mendel (1822–1884) il supposait que les caractères hérités résultaient d'un processus de mélange des caractères parentaux. Les travaux, sur des lignées de petits pois, que Mendel publie en 1856 mettent en évidence, sans toutefois expliquer les mécanismes mis en jeu, les postulats suivants :

- l'hérédité est portée par des « particules »,
- les « particules » sont associées par paire chez les adultes féconds,
- les paires se dissocient lors de la formation des gamètes,
- les « particules » peuvent être *dominantes* ou *récessives*.

Johannsen (1857–1927) appela les « paires de particules » gènes et les « particules » allèles. Bien que ce concept fut à l'époque abstrait, il formula des hypothèses concernant les relations gènes-caractères (ou génotype *versus* phénotype) qui se révélèrent ultérieurement exactes : les gènes ont plus d'un effet sur le phénotype (pléiotropie) et un caractère phénotypique est souvent le résultat de l'expression de plusieurs gènes (trait polygénique).

Dans une population supposée infinie et panmixtique¹, en l'absence de sélection naturelle, la fréquence des allèles reste stable au cours du temps (loi de Hardy-Weinberg). Si p est la fréquence de l'allèle dominant T et si q est la fréquence de l'allèle récessif t :

- la fréquence du génotype TT sera p^2 ,
- la fréquence du génotype Tt sera $2pq$,
- la fréquence du génotype tt sera q^2 ,

avec $p + q = 1$.

Dans les populations de petite taille, par contre, cette stabilité n'est pas maintenue au cours du temps et l'on y observe une dérive génétique. Lors de crises, seule une faible fraction des individus survit et il y a peu de chance que la composition génétique soit représentative de la population initiale : on parle d'effet d'étranglement ou effet « neck » (fig. 13.12). Il en est de même lors de la colonisation d'un nouveau territoire où, plus le nombre d'individus est petit, moins sa composition génétique représente fidèlement celle de la population d'origine : on parle d'effet fondateur.

¹ population où le choix du partenaire sexuel est aléatoire.

Weismann (1834–1914) fit une distinction fondamentale au niveau de la division cellulaire entre deux processus qui commencent avec la fécondation de l'œuf. L'un des processus donne naissance au corps ou *soma*, l'autre appelé *germen* produit les gamètes, qui seront à l'origine de la prochaine génération. Cette distinction fondamentale entre la lignée somatique et la lignée germinale sera complétée par Francis Crick dans les années soixante avec le « dogme central » : l'information génétique circule à sens unique (de l'ADN vers la protéine). Si le dogme central est exact les implications concernant les processus évolutifs sont capitales. Cela veut dire que :

- les nouveautés évolutives ne surviennent que par mutation de l'ADN,
- les cellules non-héréditaires (*soma*) ne peuvent pas influencer les cellules germinales.

Les mutations sont des modifications du bagage génétique d'une cellule. Les mutations ponctuelles survenant à l'intérieur d'un gène peuvent être classées en deux grandes catégories : les substitutions de paires de bases¹ d'une part et les délétions ou insertions de paires de bases d'autre part. Les premières conduisent parfois à créer une protéine « améliorée », c'est-à-dire une protéine dont les nouvelles propriétés augmentent les chances de succès de l'organisme mutant et de ses descendants. Les secondes induisent un décalage du cadre de lecture lors de la transcription de l'ADN et aboutissent le plus souvent à la fabrication de protéines non fonctionnelles.

Le taux de mutation par base et par copie est approximativement de 1.10^{-9} . Le taux de mutation par gène et par génération cellulaire² est de l'ordre de 1.10^{-5} à 1.10^{-6} , mais est très variable d'une espèce à l'autre. Ces valeurs sont très basses au niveau individuel, mais comme chaque individu possède beaucoup de gènes et de cellules, la probabilité du taux de mutation du génome d'une population est bien plus élevée : ainsi dans la population humaine, dont la taille est d'environ 6 milliards d'individus, il existe en permanence environ 100 000 personnes qui possèdent une nouvelle mutation (6×10^9 individus $\times 2$ allèles par gènes $\times 10^{-5}$ fréquence de mutation par gène).

Sans entrer dans le détail, rappelons brièvement quelques apports récents de la biologie moléculaire et de l'embryologie à la compréhension du support génétique, de son expression et de sa variabilité.

• La quantité d'ADN du génome est variable d'un organisme à un autre : les salamandres possèdent 10 à 100 fois plus de bases azotées³ que les mammifères, et pourtant les

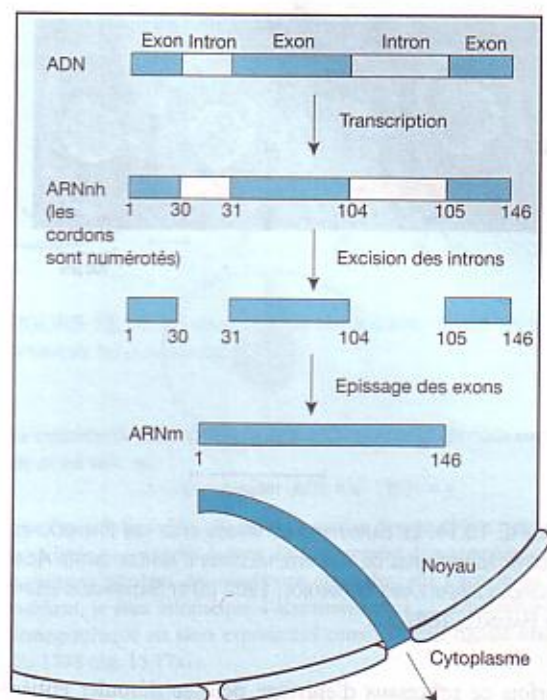


FIGURE 13.13. L'ÉPISSAGE DE L'ARN MESSAGER.

salamandres ne synthétisent pas 10 à 100 fois plus de types de protéines. Tout l'ADN n'est donc pas codant pour les protéines. Certaines séquences sont répétitives, et lorsque la copie d'une séquence se déplace dans une nouvelle position du génome elle est appelée transposon. Ces transposons, aussi appelés gènes sauteurs, démontrent la « plasticité » du gène et leur apparition peut être favorisée par des stress environnementaux (cela serait une réfutation du dogme central). On considère actuellement que les transposons pourraient avoir un grand rôle dans les processus évolutifs.

• La séquence de bases qui code pour une protéine est appelée gène structural. Cette partie codante (l'exon) est souvent interrompue par une séquence non codante (l'intron). Les introns aussi bien que les exons subissent une transcription et forment une molécule d'ARN pré-messager, de grande taille, que l'on appelle ARN nucléaire hétérogène et qui ne quitte jamais le noyau (fig. 13.13). La molécule d'ARN messager qui parvient dans le cytoplasme représente une version corrigée de la transcription originale car les introns sont excisés : on parle d'épissage de l'ARN.

¹ nucléotide et son voisin sur le brin d'ADN complémentaire.

² il ne faut pas oublier que l'essentiel des constituants d'un organisme est constamment régénéré.

³ unité de base du chromosome.

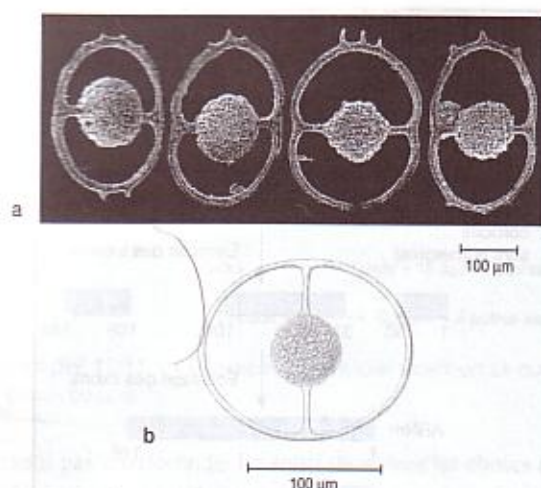


FIGURE 13.14. LE CARACTÈRE SATURNIEN CHEZ LES RADIOLAIRES : UN CRYPTAGE DE PRÈS DE SOIXANTE MILLIONS D'ANNÉES ENTRE *ACANTHOCIRCUS IRREGULARIS* SQUINABOL, 1903 (a) ET *SATURNALIS ELLIPTICUS* HAECKEL, 1887 (b).

Parfois ce processus d'épissage peut se dérouler entièrement en l'absence de protéines ou même d'autres molécules d'ARN : c'est l'ARN de l'intron lui-même qui catalyse la réaction, il agit alors comme une enzyme et prend le nom de ribozyme (voir paragraphe 2.3.4, p. 512). Les introns jouent un rôle important dans l'évolution de la diversité des protéines car :

- ils peuvent séparer les régions codantes par de grandes distances, et « allonger » ainsi l'ADN, ils favorisent la fréquence de recombinaison de ce dernier,
- si tous les introns ne sont pas excisés lors de la maturation de l'ARN, ils sont traduits en même temps que les exons, et l'ARN messager fabriquera une protéine différente.

• Pour construire un organe, la différenciation cellulaire ne suffit pas. Un bras et une jambe ont la même combinaison de tissus (muscle, os, tissu conjonctif, cartilage, peau), mais ces tissus ont une disposition spatiale différente. Le développement d'un organisme et de chacune de ses parties repose sur l'existence de champs morphogénétiques. Les bases génétiques d'un champ morphogénétique se trouvent dans des gènes régulateurs, dits homéotiques, qui commandent la destinée des groupes de cellules au cours du développement. Une mutation affectant un gène homéotique peut produire un individu porteur de caractères étranges (segments de corps en plus ou en moins, pattes à la place des antennes ou paire d'ailes supplémentaires chez la drosophile par exemple). Dans le groupe des Radiolaires, zooplancton à test siliceux, on rencontre pendant plus de

120 Ma, du Jurassique au Crétacé, une morphologie caractéristique composée d'une sphère entourée d'un anneau (fig. 13.14). À la fin du Crétacé cette morphologie « disparaît » pendant près de 60 Ma pour « réapparaître » au Pliocène. Un gène homéotique est probablement responsable du cryptage de ce caractère saturnien.

Le génome est donc à la fois :

- fidèle, car il transmet de génération en génération une information rigoureuse,
- plastique, car de nombreuses modifications peuvent l'affecter.

2.1.3 L'ADAPTATION

L'adaptation des organismes est l'un des concepts fondamentaux de la théorie de l'évolution et, comme pour beaucoup de concepts, son interprétation est parfois délicate et son utilisation quelquefois complexe. L'adaptation est l'adéquation d'un organisme avec son environnement naturel, et ceci implique tous les aspects biologiques : l'anatomie, les processus physiologiques et biochimiques, le comportement, les cycles alimentaires et reproductifs... Bien que cette formulation soit sans aucune ambiguïté, la difficulté surgit lorsque l'on tente d'identifier les adaptations et surtout lorsque l'on cherche à les quantifier. Une façon simple d'illustrer ce problème est de constater « qu'un clou se plante avec un marteau, mais qu'en l'absence de marteau le manche d'un tournevis sera l'outil le plus adapté ».

Parmi les nombreuses adaptations, celle de la régulation thermique des vertébrés servira d'exemple. Le pavillon auditif des mammifères est caractérisée par une importante vascularisation qui joue un rôle thermorégulateur : l'oreille du nourrisson fiévreux rougit, les éléphants battent des oreilles lorsqu'il fait chaud... Un exemple d'adaptation est celui de la morphologie de l'oreille du lièvre (fig. 13.15) : l'oreille du lièvre californien (*Lepus californicus*) est beaucoup

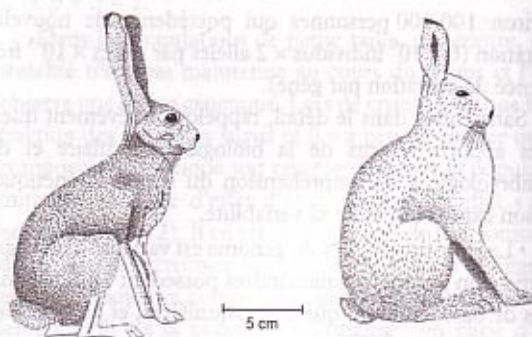


FIGURE 13.15. LE LIÈVRE DE CALIFORNIE (a) ET LE LIÈVRE ARCTIQUE (b).

plus allongée que celle du lièvre arctique (*Lepus arcticus*). Le premier est adapté au climat chaud, sec et désertique du SW des États-Unis, le second aux rigueurs polaires.

Cette adaptation de la morphologie auriculaire implique donc une certaine plasticité des gènes qui a pu être mise en évidence en Australie. En 1859, 24 lièvres européens (*Oryctolagus cuniculus*) ont été lâchés sur le continent où ils ont rapidement proliféré jusqu'à devenir un fléau. Aujourd'hui les individus des régions désertiques présentent une dimension d'oreille plus grande (72 mm de haut sur 48 mm de large, en moyenne) que celle des lièvres des régions montagneuses (67 × 46 mm).

Si la taille du pavillon auditif, organe thermorégulateur, est assez facile à interpréter, d'autres observations sont beaucoup plus ambiguës. La bosse des camélidés est une adaptation qui associe une réserve de graisse à une importante surface d'échange thermique. Il est cependant difficile d'expliquer pourquoi la bosse unique du dromadaire (*Camelus dromedarius*) serait mieux adaptée au climat saharien, tandis que la double bosse du chameau (*Camelus bactrianus*) serait mieux adaptée aux steppes d'Asie centrale.

L'hibernation, souvent interprétée comme une adaptation au froid des petits animaux, est pratiquée par de nombreux insectivores (musaraigne, hérisson...), rongeurs (hamster, écureuil...) et chiroptères (chauve-souris). Cependant le renard arctique, guère plus grand qu'un chat, ou certains rongeurs sibériens, demeurent actifs pendant tout l'hiver. L'hibernation est donc plus une adaptation à la disette alimentaire saisonnière qu'au froid, et diverses stratégies peuvent coexister.

Des observations minutieuses permettent, par analogie, d'interpréter certains caractères d'organismes fossiles dont il n'existe plus d'équivalent actuel. L'analyse morpho-fonctionnelle des plaques osseuses du stégosaure (fig. 13.16) montre qu'elles présentent des caractéristiques semblables à certains systèmes thermorégulateurs : architecture poreuse (témoignage d'une riche vascularisation), relation entre les plaques de grandes tailles et les parties les plus volumineuses du corps, disposition des éléments en chicane...

Pour conclure, on peut dire que l'adaptation d'un organisme à son milieu est globale et ne se limite pas à celle d'une seule structure ; mais ceci ne signifie pas que tous les caractères de l'organisme soient autant d'adaptations efficaces. La prudence est de rigueur.

2.1.4 LES STRATÉGIES ADAPTATIVES

Imaginons une population hypothétique composée d'individus vivant dans un milieu idéal. La variation (ΔN) de la taille (N) de cette population, au cours d'une période donnée (Δt), est la différence entre le nombre absolu de naissances (A) et le nombre absolu de décès (B).



FIGURE 13.16. LE SQUELETTE DU STÉGOSAURE, GRAND DINOSAURE HERBIVORE DU JURASSIQUE.

La variation de taille de la population ΔN pendant la période considérée Δt est telle que :

$$\Delta N / \Delta t = A - B \quad A/N = x \quad B/N = y$$

En remplaçant $(A - B)$ par r , l'équation devient $\Delta N / \Delta t = rN$. Cette variable r est appelée le taux d'accroissement démographique. Si la population vit dans des conditions optimales, elle s'accroît au taux maximal, le taux intrinsèque d'accroissement, $r_{\max}$. L'accroissement démographique est alors exponentiel comme l'avait signalé Malthus dès 1798 (fig. 13.17a) :

$$\Delta N / \Delta t = r_{\max} N \quad \text{d'où} \quad N = \alpha e^{rt}$$

Certaines espèces traversent souvent des périodes d'accroissement démographique exponentiel et sont appelées espèces à sélection r .

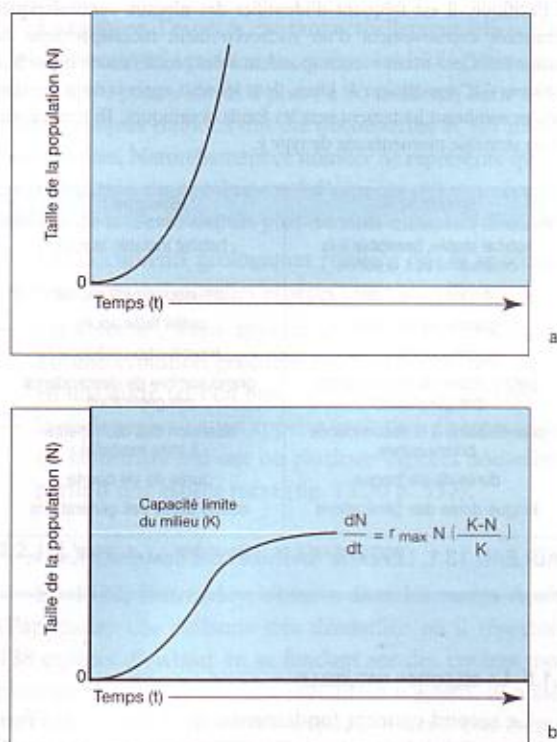


FIGURE 13.17. L'ACCROISSEMENT DÉMOGRAPHIQUE. a = modèle exponentiel ; b = modèle logistique.

Mais la taille du milieu est limitée et par conséquent le nombre d'individus qui peuvent l'occuper est borné. La capacité limite du milieu K , ou taille maximale de la population, est une propriété qui varie dans le temps et dans l'espace en fonction de l'abondance des ressources. La surpopulation et l'épuisement des ressources peuvent avoir un effet marqué sur le taux d'accroissement démographique. Une diminution de la natalité ou un accroissement de la mortalité font diminuer r . En ajoutant au modèle exponentiel une expression qui réduit la valeur de r quand N augmente on obtient le modèle d'accroissement démographique logistique (fig. 13.16b) :

$$\Delta N/\Delta T = r_{\max} \cdot ((K-N)/K) \cdot N$$

Si la taille maximale de la population est K , l'expression $(K-N)$ indique le nombre d'individus qui peuvent s'ajouter dans le milieu, et l'expression $(K-N)/K$ exprime la part de K dont pourra encore s'accroître N . En multipliant $r_{\max}$ par $(K-N)/K$, la valeur de r diminue à mesure que N augmente. Les espèces spécialisées sont susceptibles de s'accroître conformément au modèle logistique. Leurs populations se stabilisent aux alentours de la capacité limite du milieu, on les qualifie d'espèces à sélection K .

Souvent la stratégie r est celle des organismes peuplant des milieux instables et rudes, alors que la stratégie K est associée à des organismes vivant dans des environnements stables. De manière générale, les communautés de haute latitude ont peu d'espèces mais des populations souvent abondantes (stratégie r , illustrée par les bancs de maquereaux de l'Atlantique Nord) alors qu'à basse latitude, les espèces sont nombreuses et les populations relativement restreintes (stratégie K , illustrée par les communautés de poissons récifaux). Le tableau 13.1 résume les caractéristiques de ces deux types de stratégies.

Dans les sédiments océaniques plio-pléistocènes des océans Indien et Pacifique, il est fréquent d'identifier des niveaux centimétriques constitués exclusivement d'un enchevêtrement monospécifique de diatomées. Ces « matts » correspondent à des proliférations en surface (« blooms ») d'une dizaine de jours, dont les tests après la mort des diatomées s'effondrent lentement vers les fonds océaniques. Ils témoignent d'une stratégie momentanée de type r .

STRATÉGIE K	STRATÉGIE r
habitat stable, favorable à la croissance et à la survie	habitat instable et rude
développement lent	développement rapide
grande taille adulte	petite taille adulte
reproduction tardive	reproduction précoce
petit nombre de descendants par génération	grand nombre de descendants par génération
plus de soins à la descendance	abandon des œufs/petits à forte mortalité
bonne survie	
durée de vie longue	durée de vie courte
longue durée des générations	courte durée des générations

TABLEAU 13.1. LES CARACTÉRISTIQUES DES STRATÉGIES K ET r.

2.1.5 LA SÉLECTION NATURELLE

Le second concept fondamental de la théorie de l'évolution est celui de la sélection naturelle. Bien que formulée par Darwin il y a 140 ans, la sélection naturelle suscite

encore bien des débats. Les arguments logiques énoncés par Darwin (voir paragraphe 2.1, p. 523) impliquent que la variabilité et l'héritage génétique, associés à la compétition, sont le moteur de l'évolution. Cela ne signifie pas que ce soit le seul moteur possible.

Le cas d'école qui illustre la sélection naturelle est celui de la phalène du bouleau (*Biston betularia*), un papillon qui vit dans le centre de l'Angleterre et comprend deux variétés : l'une tachetée de noir sur fond clair et l'autre uniformément noire. Avant la Révolution industrielle, les phalènes sombres étaient rares car, présume-t-on, elles étaient des proies faciles pour les oiseaux avant de pouvoir se reproduire et ne pouvaient pas transmettre les gènes de la couleur sombre. À la fin du XIX^e siècle, la pollution industrielle a assombri les écorces blanches des bouleaux par la suie. Sur cet arrière-plan assombri les phalènes claires devinrent visibles pour les prédateurs. La fréquence des individus sombres dans les populations de *Biston betularia* commença à s'accroître et au début de ce siècle la population de phalènes se composait presque entièrement d'individus sombres. Ce phénomène appelé mélanisme industriel a favorisé la survie et par là même la reproduction des individus noirs. Le cas de *Biston betularia* montre bien que la sélection naturelle tend à favoriser les organismes qui sont adaptés à l'environnement local.

La reproduction d'une espèce étant la condition *sine qua non* de sa perpétuation, on peut définir formellement la sélection naturelle comme l'adéquation entre les caractères et les contraintes nécessaires et suffisantes à sa survie, tels les mécanismes qui permettent d'assurer sa descendance.

Si la sélection naturelle oriente les changements phénotypiques d'une génération à l'autre, ces derniers sont aussi induits par la dérive génétique dans les petites populations. Comme la dérive génétique est aléatoire, et donc sans dépendance par rapport à l'environnement, elle participe à l'évolution phénotypique de la population indépendamment de la sélection naturelle. La figure 13.18 montre la

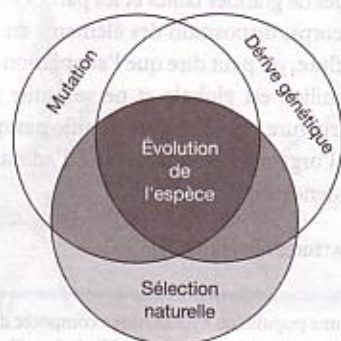


FIGURE 13.18. LES RELATIONS ENTRE ÉVOLUTION, SÉLECTION NATURELLE ET DÉRIVE GÉNÉTIQUE.

connectivité entre les mutations, la dérive génétique et la sélection naturelle. L'évolution peut être le résultat de mutations, de la sélection naturelle, de la dérive génétique ou d'une combinaison des trois. Mais il est crucial de préciser que la sélection naturelle n'est pas synonyme d'évolution : c'est une cause de l'évolution et ce n'est pas la seule, et quand elle agit elle n'entraîne pas forcément un processus évolutif, mais conserve simplement un stade évolutif tant que cette sélection ne change pas.

Dans les années 1930, Sewall Wright inventa la métaphore du paysage adaptatif pour décrire l'évolution. Ce paysage symbolique est constitué de sommets adaptatifs séparés par des vallées (fig. 13.19). Un sommet adaptatif représente un état d'équilibre où les fréquences alléliques maximisent l'adaptation moyenne de la population. Même dans un milieu stable on peut trouver plusieurs sommets adaptatifs pour une espèce donnée, mais la sélection naturelle tend à maintenir l'espèce sur un seul sommet. Pour atteindre un autre sommet adaptatif par suite d'une modification du patrimoine génétique, une population doit traverser une période qui correspond à une vallée, où l'adaptation des individus est moyenne. La morphologie de ce paysage adaptatif change avec les modifications de l'environnement au cours du temps et cela implique qu'une population est rarement localisée au sommet d'un pic adaptatif.

Les variations génétiques, exprimées par des différences phénotypiques, sont le plus souvent petites et non dirigées. On parle fréquemment de variations « au hasard », ce qui n'est pas vrai au sens strict du terme. Dans le sens littéral du terme les variations « au hasard » seraient également probables dans toutes les directions : chez les hommes, il ne se produira jamais de variations génétiques déterminant la formation d'ailes, et nous n'avons aucun espoir de devenir des anges. Le mot « hasard » souligne simplement le fait capital que sur le plan génétique rien ne prédispose les organismes à varier dans des directions adaptatives. La variation génétique n'a pas de composante directionnelle et la sélection naturelle est l'agent du changement évolutif : l'organisme propose et l'environnement dispose.

La dialectique darwinienne selon laquelle l'avantage adaptatif est à l'origine de la survie est un raisonnement circulaire, une confusion malheureusement banale. La survie est le phénomène qu'il s'agit d'expliquer, et non la preuve, *ipso facto*, que ceux qui ont survécu étaient mieux adaptés que ceux qui ont disparu. « La survie des plus aptes », telle que la concevait Darwin est premièrement une tautologie, et deuxièmement une inexactitude car c'est « la disparition des moins aptes » qui caractérise l'évolution d'une population.

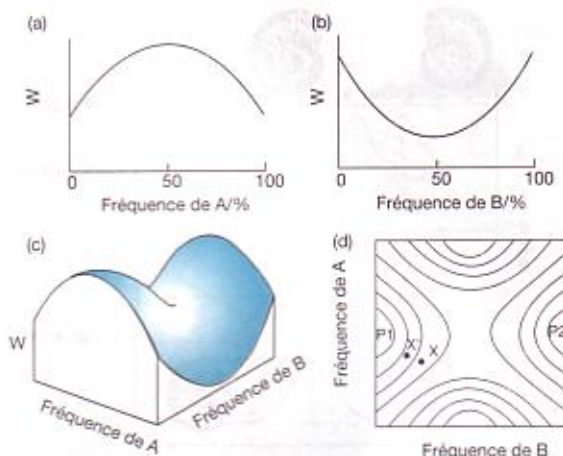


FIGURE 13.19. UN PAYSAGE ADAPTATIF SIMPLE FONDÉ SUR DEUX FRÉQUENCES ALLÉLIQUES. a : pour l'allèle A ce sont les hétérozygotes qui présentent la meilleure adaptation moyenne (W) ; b : pour l'allèle B ce sont les homozygotes ; c : la combinaison de ces deux adaptations permet de dessiner le paysage ; d : à un moment donné, la fréquence relative des allèles A et B place une population en x et la sélection naturelle, en modifiant les fréquences alléliques, fera migrer sa position en x' .

2.2 L'ÉVOLUTION DES ESPÈCES

Le nombre d'espèces existant actuellement à la surface de la Terre est très mal connu, et certains biologistes considèrent qu'il peut s'élever à plus de 30 millions, dont seulement quelques millions ont été découvertes et 1,5 million bien décrites. Naturellement ce nombre ne représente qu'une petite fraction du nombre total d'espèces qui ont vécu à la surface de la Terre depuis plus de trois milliards d'années.

Les documents géologiques révèlent que la spéciation ou formation de nouvelles espèces emprunte deux voies :

- l'anagenèse¹, aussi appelée évolution phylétique, qui est une évolution graduelle qui transforme une espèce en une autre (et l'on parle alors de chrono-espèces),
- la cladogenèse², aussi appelée évolution divergente, qui est la formation d'une ou plusieurs espèces nouvelles à partir d'une espèce mère (fig. 13.20 p. 532).

2.2.1 L'ESPÈCE, LA SPÉCIATION ET L'EXTINCTION

En 1927, Ernst Mayr observa dans les monts Arafak (Papouasie) une avifaune très diversifiée où il répertoria 138 espèces d'oiseaux en se fondant sur des critères morphologiques. À la fin de son expédition il apprit, non sans surprise, que les chasseurs papous avaient eux-mêmes nommé 137 espèces. Deux des espèces que Mayr avait

¹ du grec $\alpha\nu\alpha$ = ana, en haut.

² du grec $\chi\lambda\alpha\delta\alpha\varsigma$ = clados, branche.

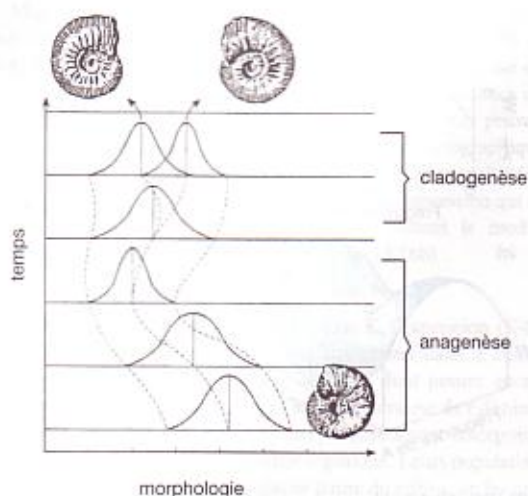


FIGURE 13.20. UN EXEMPLE D'ANAGÈNE ET DE CLADOGENÈSE DANS UNE LIGNEE D'AMMONITES JURASSIQUES.

distinguées sont presque identiques, et les Papous ne les avaient pas dissociées. Chacun de leur côté, le taxinomiste chevronné et les chasseurs locaux avaient dressé des inventaires analogues. On pourrait en conclure que les espèces constituent dans la nature des entités distinctes, parfaitement définies. Pourtant il n'en est rien, et il est extrêmement difficile de formuler le concept d'espèce.

Le terme espèce vient d'un mot latin qui signifie « catégorie » ou « apparence » et aujourd'hui encore c'est la définition morphologique de l'espèce qui guide le plus



FIGURE 13.21. LA SPÉCIATION HYPOTHÉTIQUE DE QUATRE ESPÈCES. Les trois populations de l'espèce A sont allopatriques ; trois des cinq populations de l'espèce B sont allopatriques et deux sont sympatriques ; l'une des trois populations de l'espèce C est allopatrique ; l'espèce D est sympatrique.

souvent les classifications. Mais cette définition morphologique est souvent délicate. Certaines espèces présentent une grande variabilité phénotypique (*Canis familiaris*, notre chien domestique en est un exemple) tandis que certains phénotypes regroupent plusieurs espèces (il existe trois espèces de belettes en Europe centrale, non interféconds, qui sont indiscernables à l'œil nu).

Pour résoudre ce problème Mayr proposa, en 1942, une définition biologique de l'espèce : « une espèce est une population ou un groupe de populations dont les membres, dans la nature, peuvent engendrer une progéniture féconde les uns avec les autres et non avec les membres d'autres espèces ». Ce critère d'interfécondité n'est pas applicable aux organismes qui ont une reproduction totalement asexuée, tels les procaryotes, certains protistes, voire même certains végétaux ou animaux. De plus il est totalement inopérant dans le cas d'organismes fossiles.

Tout facteur qui empêche deux espèces de produire des hybrides féconds contribue à l'isolement reproductif. Cet isolement peut être prézygotique, c'est-à-dire avant l'accouplement, ou postzygotique, c'est-à-dire après la fécondation.

Les mécanismes prézygotiques incluent :

- l'isolement écologique où les populations vivent dans des habitats différents et ne se rencontrent jamais,
- l'isolement temporel où l'accouplement ou la floraison survient à des moments différents de l'année,
- l'isolement éthologique où il n'y a pas d'attraction sexuelle entre les mâles et les femelles,
- l'isolement mécanique où la copulation (ou la pollinisation) est empêchée par une incompatibilité structurale des organes sexuels,
- l'isolement gamétique où les gamètes mâles et femelles ne se rencontrent pas ou ne survivent pas.

Les mécanismes postzygotiques, qui empêchent le développement d'adultes viables et féconds, regroupent :

- la non-viabilité des hybrides où les hybrides ne se développent pas normalement ou n'atteignent pas la maturité sexuelle,
- la déchéance des hybrides où la progéniture des hybrides est malingre ou stérile,
- la stérilité des hybrides où les hybrides ne produisent pas de gamètes fonctionnels.

L'apparition d'une nouvelle espèce exige que le patrimoine génétique d'une population doive se trouver isolé de celui des autres populations de la même espèce. Si cette condition est réalisée, la population dissidente peut suivre une voie évolutive qui lui est propre. Selon le lien géographique existant entre la nouvelle espèce et l'espèce ancestrale on définit deux modes de spéciation (fig. 13.21) :

- la spéciation allopatrique¹ où les espèces issues de la même population ancestrale sont séparées par des barrières géographiques (chaîne de montagnes, bras de mer...),
- la spéciation sympatrique² où une sous-population se trouve en isolement reproductif au sein même de la population mère.

La spéciation parapatrique est une variante de la spéciation sympatrique où les domaines d'existence des espèces-filles se recouvrent géographiquement. La distribution de deux espèces de goélands (*Larus argentarius* et *Larus fuscus*, fig. 13.22) dans l'hémisphère nord résulte d'une spéciation parapatrique qui a démarré lors de l'extension de la calotte glaciaire boréale il y a environ 100 000 ans au début du Würm. L'espèce ancestrale a éclaté en plusieurs populations qui, pendant près de 80 000 ans, ont évolué de façon autonome. À l'Holocène, la fonte de la calotte glaciaire a favorisé le recouvrement des différentes aires et en Europe du Nord, les deux espèces coexistent.

2.2.2 LES ARCHIVES PALÉONTOLOGIQUES

Les restes d'organismes fossiles des séries sédimentaires sont un témoignage direct de l'évolution de la vie sur la Terre. Cet enregistrement est cependant notablement incomplet et se limite le plus souvent aux parties dures de ces organismes ou aux traces de leurs activités (terriers, traces de pacage...). La majorité des fossiles est représentée par des coquilles, des tests, des os, des dents ou des parties résistantes à la dissolution comme le bois des végétaux ou les cuticules des arthropodes. Les parties molles ne sont que très rarement conservées dans des gisements exceptionnels, les *Lagerstätten*. Les parties minéralisées des organismes (CaCO_3 pour les coquilles, $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ ou hydroxyapatite pour les os par exemple) sont parfois conservées, souvent recristallisées. Lorsqu'elles sont dissoutes par des percolations d'eau lors de la diagenèse précoce, il n'en subsiste plus que les moules interne et externe. La cavité ainsi formée peut être le siège de cristallisations postérieures donnant naissance à un moulage (fig. 13.23 p. 534).

Une autre alternative fréquente à la dissolution est le remplacement, molécule par molécule à l'état solide, du minéral d'origine par un autre minéral sans aucune altération de la morphologie. Ce phénomène appelé épigénie³ peut être réalisé par la silice sous forme de calcédoine³ (silicification des végétaux), par la pyrite FeS_2 qui provient de la réduction des sulfates (ammonites pyritisées), beaucoup plus rarement par d'autres sulfures (blende ZnS) ou sulfates (gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

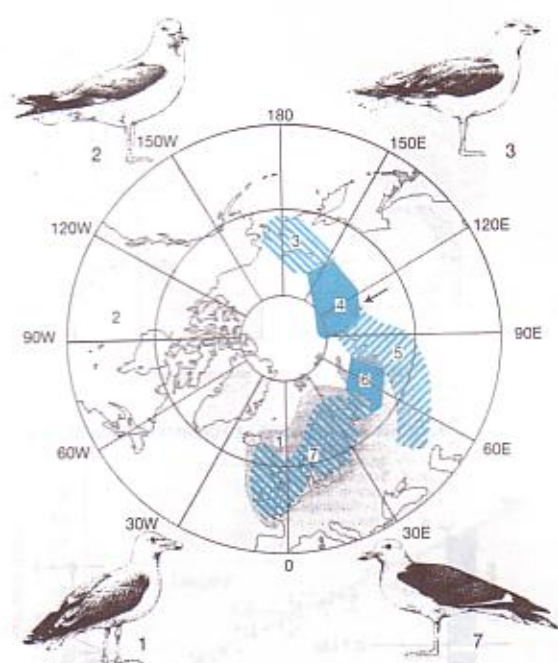


FIGURE 13.22. DISTRIBUTION CIRCUM-POLAIRE DU GOÉLAND ARGENTÉ *LAURUS ARGENTARIUS* ET DU GOÉLAND À DOS NOIR *LAURUS FUSCUS*. La zone hachurée représente le domaine où les deux espèces coexistent et la flèche marque la limite entre les deux espèces ; 1 = *Larus argentarius argentarius*, 2 = *Larus argentarius smithsonianus*, 3 = *Larus argentarius vegae*, 4 = *Larus argentarius birulae*, 5 = *Larus fuscus heugleni*, 6 = *Larus fuscus antellus*, 7 = *Larus fuscus fuscus*.

Les critères biologiques utilisés pour différencier les espèces actuelles sont difficilement applicables aux fossiles, et l'un des problèmes majeurs du paléontologue est la définition de l'espèce et de sa variabilité. L'espèce paléontologique ne peut être définie que morphologiquement, et les relations entre le morphotype ainsi défini et l'espèce biologique supposée sont le plus souvent incertaines.

2.2.3 L'APPROCHE BIOMÉTRIQUE

L'étude statistique des populations est actuellement l'un des meilleurs outils pour définir une espèce fossile. La figure 13.24 p. 534 montre une spéciation allopatrique du genre *Eucyrtidium*, un radiolaire plio-pléistocène. La largeur du quatrième segment permet de mettre en évidence

¹ du grec *αλλος* = allos, autre et *πατρις* = patris, patrie.

² du grec *συν* = syn, ensemble.

³ forme de silice hydratée.

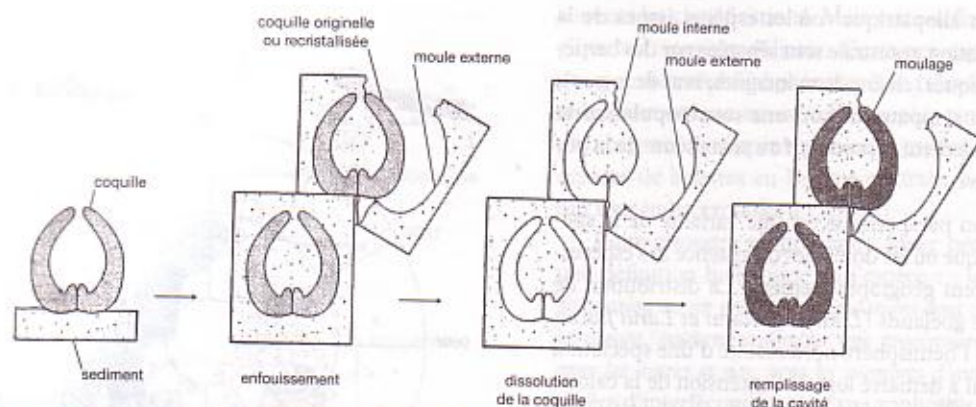


FIGURE 13.23. SCHÉMA ILLUSTRANT LA FORMATION DE MOULES ET DE MOULAGES.

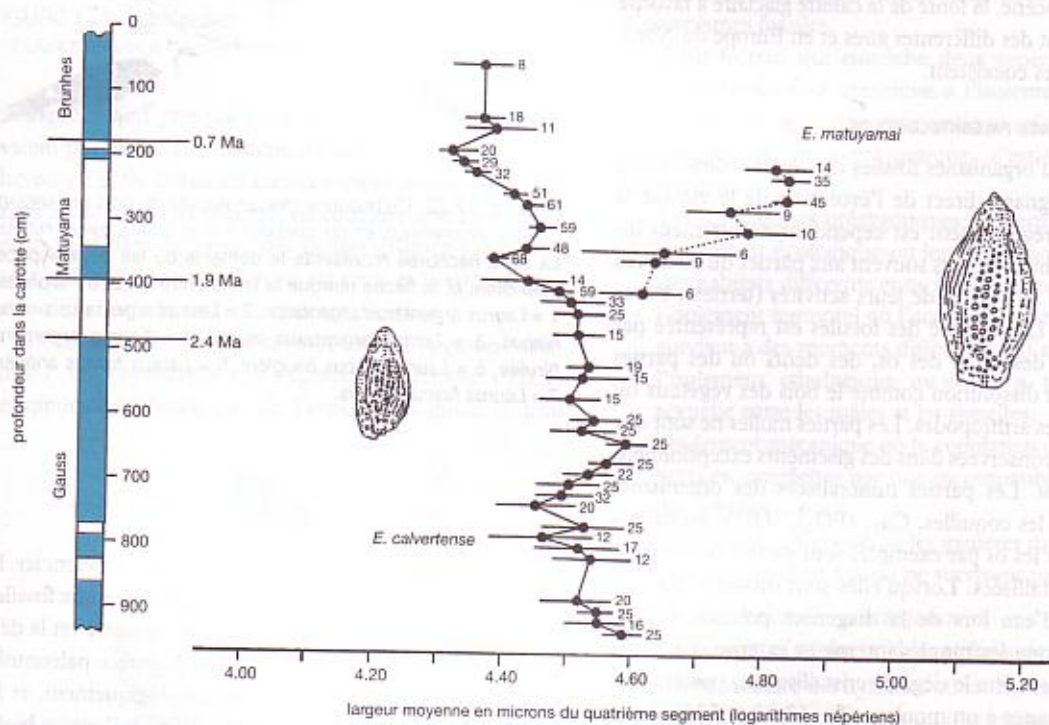


FIGURE 13.24. DIVERGENCE MORPHOLOGIQUE GRADUELLE D'EUCYRTIDIUM. En abscisse la largeur moyenne du quatrième segment avec son intervalle de confiance à 95 %, en ordonnée la profondeur de l'échantillonnage et l'échelle paléomagnétique ; les valeurs situées en face de chaque échantillon représentent le nombre d'individus mesurés.

une divergence morphologique dans la population. La spéciation d'*Eucyrtidium matuyamai* s'est faite à partir d'une population d'*Eucyrtidium calvertense* isolée dans la partie septentrionale de l'océan Pacifique vers - 1,9 Ma.

Mais ces analyses biométriques doivent être utilisées de façon rigoureuse. Les discontinuités morphologiques décelées peuvent être liées soit à des causes génétiques (donc spécifiques), soit à des causes environnementales qui ont

affecté leur développement. Une même espèce de plante d'appartement présentera des morphologies foliaires différentes en fonction de son exposition à la lumière, de son arrosage ou de la quantité de fertilisant qui lui sera administrée. Ces divergences phénotypiques de populations locales peuvent être interprétées, de manière erronée, comme des spéciations alors que ce ne sont que des éco-phénotypes.

Le polymorphisme est un autre écueil dont il faut se méfier. Vers les années 1930 la taxinomie des ammonites était pléthorique. Une analyse minutieuse de l'abondance relative des différents morphotypes a permis de réduire de moitié environ le nombre d'espèces car le dimorphisme sexuel est fréquent dans ce taxon (fig. 13.25).

La biométrie exige que les variables analysées soient cohérentes et discriminatoires, qu'elles soient homologues entre les espèces comparées. L'âge des spécimens est important et dans l'analyse des modifications morphologiques deux cas peuvent se présenter :

- deux caractères (comme la largeur et la hauteur) varient de façon linéaire ($y = ax + b$) et la croissance est dite isométrique (fig. 13.26),
- soit, et c'est le cas le plus fréquent, les caractères varient de façon logarithmique ($y = bx^a$) et la croissance est dite allométrique.

Cette règle de l'allométrie est fréquente lorsque les dimensions des variables analysées sont différentes. Dans le cas d'*Alisocrinus tetrarmatus*, un crinoïde, la taille du corps caractérise un volume (L^3) alors que la longueur des bras caractérise la surface de la couronne du filtre nutritionnel (L^2) (fig. 13.27 p. 536).

2.2.4 LES MODÈLES PALÉONTOLOGIQUES DE L'ÉVOLUTION DES ESPÈCES

Dans le schéma darwinien classique c'est l'accumulation régulière de petites variations qui fait évoluer l'espèce. Ce taux d'évolution lent a d'emblée été accepté par les paléontologistes comme un fait acquis et leurs reconstructions phylogénétiques ont donné naissance au gradualisme phylétique (fig. 13.28a p. 536). Mais Darwin avait formulé sa notion de changement graduel à une échelle de temps humaine (quelques dizaines d'années) et non géologique (quelques millions d'années). Certains paléontologistes de la fin du XIX^e siècle et du début du XX^e siècle manifestement non- ou anti-darwiniens, ont utilisé le concept de gradualisme phylétique pour nier la sélection naturelle et introduire l'idée d'une évolution innée et inexorable, indépendante de la sélection, l'orthogénèse. C'est Simpson, qui vers les années 1940, montra grâce au schéma complexe de la phylogénie des équidés que le concept d'orthogénèse est fallacieux. Aujourd'hui encore, et malheureusement, certains scientifiques de renom n'ont pas abandonné cette vision téléonomique de l'évolution et s'obstinent à reconnaître dans l'évolution une finalité, le plan d'un « grand architecte ».

Mettant en doute la constance du taux d'évolution, G.G. Simpson proposa alors un nouveau schéma phylogénétique où des transformations rapides sont à l'origine de nouvelles espèces (fig. 13.28b). Ce modèle, le gradualisme

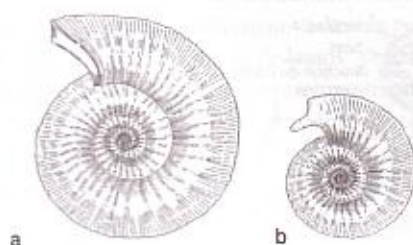


FIGURE 13.25. LE DIMORPHISME SEXUEL PROBABLE CHEZ LES AMMONITES JURASSIQUES DU GENRE *KOSMOCERAS*.

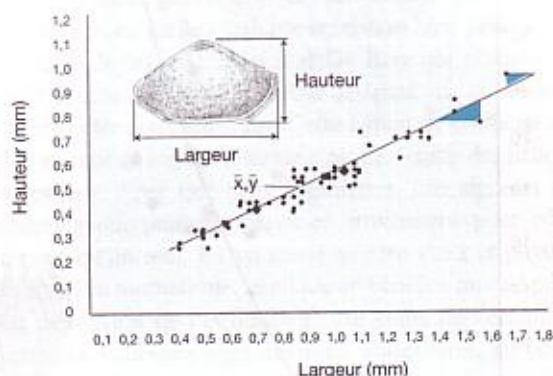


FIGURE 13.26. UN EXEMPLE D'ISOMÉRIE : LA HAUTEUR DE LA VALVE EN FONCTION DE SA LARGEUR CHEZ *BAIRDIA PERRETAE*, UN OSTRACODE DU CARBONIFÈRE INFÉRIEUR DES PYRÉNÉES. La droite de régression passe par les moyennes des hauteurs et des largeurs.

ponctué, comporte des phases rapides de spéciation alternant avec des périodes de faible dérive morphologique.

En 1972 un vaste débat pris naissance suite à l'élaboration par Eldredge et Gould d'un nouveau modèle de phylogénie, celui des équilibres ponctués ou équilibres intermittents (fig. 13.28c). Ces auteurs estiment que les modifications morphologiques qui accompagnent la spéciation affectent des populations isolées de petite taille, et que la durée de cette spéciation, même si elle exige des milliers de générations, est extrêmement brève dans l'échelle des temps géologiques tout en étant localisée sur un petit territoire. Un tel processus local affectant une population de taille réduite n'a que peu de chance d'être enregistré dans les séries sédimentaires. Une fois l'espèce créée, peu de changements morphologiques l'affectent, elle est en période de stase ou d'équilibre morphologique.

Qu'en est-il aujourd'hui de ce débat ? Il n'est pas clos, et si le modèle de gradualisme phylétique est abandonné par la grande majorité des paléontologues, celui du gradualisme ponctué et celui des équilibres ponctués ont chacun

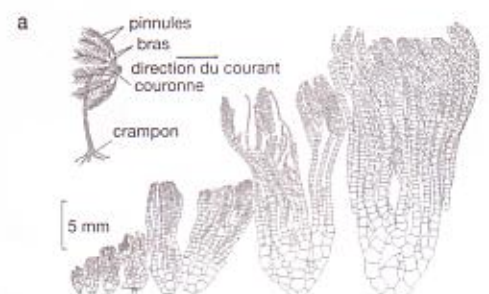


FIGURE 13.27. UN EXEMPLE D'ALLOMÉTRIE : LA LONGUEUR DES BRAS EN FONCTION DE LA HAUTEUR DU CALICE CHEZ *ALISOCRINUS TETRAMATUS*, UN CRINOÏDE ORDOVICIEN. a = quelques stades de croissance et position de vie ; b = les mesures reportées sur un diagramme linéaire ; c = les mesures reportées sur un diagramme logarithmique.

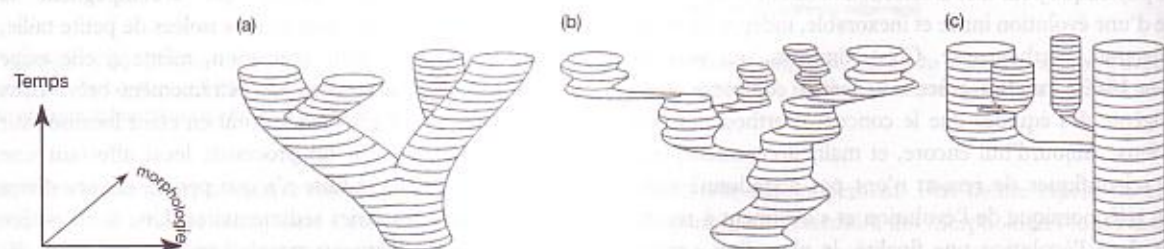
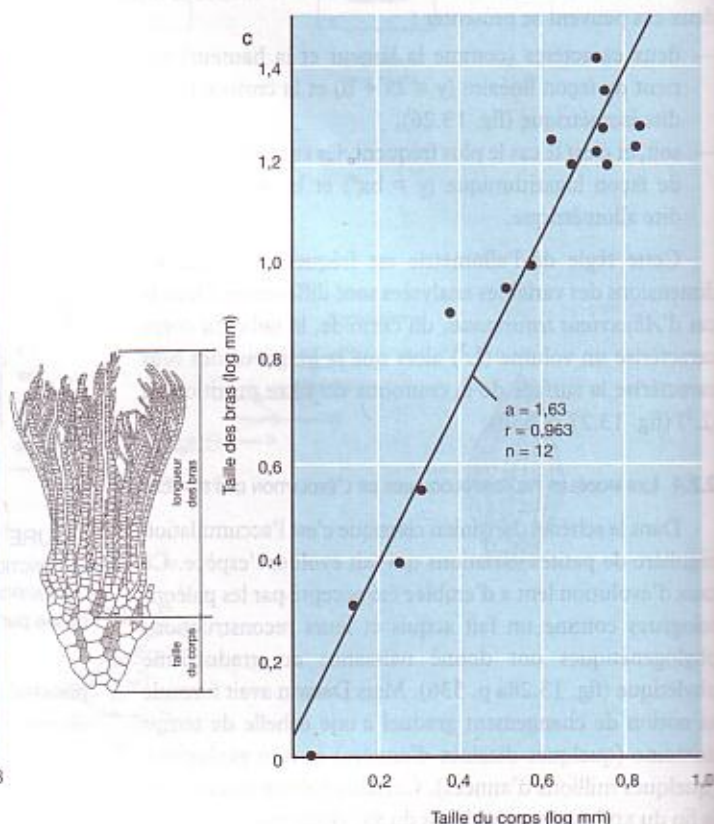
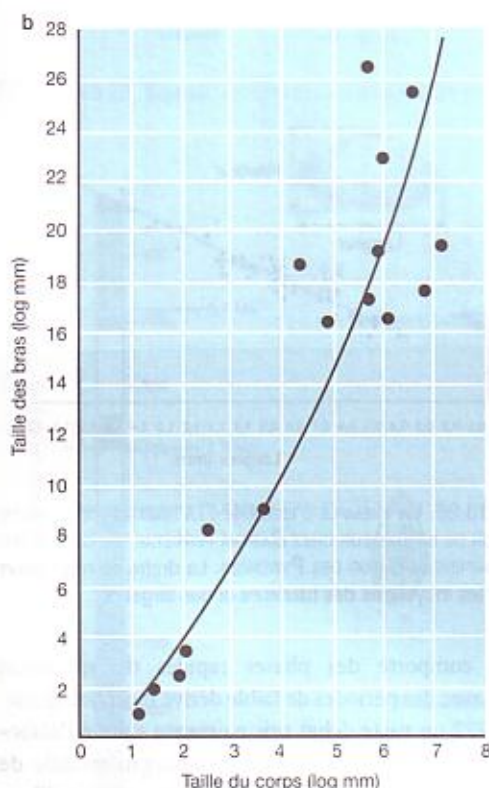


FIGURE 13.28. LES MODÈLES D'ÉVOLUTION DES ESPÈCES EN PALÉONTOLOGIE. a = gradualisme phylétique ; b = gradualisme ponctué ; c = équilibres ponctués.

leurs défenseurs. Pour trancher définitivement entre ces deux modèles de nombreuses observations minutieuses, dans le temps et dans l'espace, sont encore nécessaires : malheureusement il ne faut pas oublier que la fossilisation est un phénomène rare et que notre vision spatio-temporelle de la spéciation est éminemment fragmentaire.

2.2.5 LA COÉVOLUTION

Un organisme n'est pas isolé dans son milieu mais appartient à un écosystème¹. Tout comme les caractéristiques physico-chimiques du milieu constituent d'importants paramètres de l'adaptation par voie de sélection naturelle, les interactions interspécifiques sont soumises au changement évolutif. Dans son sens le plus large, la coévolution désigne l'adaptation évolutive qui se produit entre deux ou plusieurs espèces en fonction de leurs influences réciproques. Un changement subi par une espèce exerce une pression sélective sur l'autre espèce, et la contre-adaptation acquise par la seconde influe à son tour sur la sélection des individus de la première.

La coévolution a surtout été étudiée à travers les relations prédateur-proie et celles de la symbiose, mais elle recouvre bien d'autres aspects comme le parasitisme ou le mutualisme.

Dans toutes les communautés, la prédation constitue la plus manifeste des relations entre les populations. Le terme prédateur désigne aussi bien un animal carnivore qu'herbivore, et le terme proie désigne aussi bien un animal qu'un végétal. Les prédateurs ont acquis tout un arsenal d'adaptations aussi évidentes que familières (dents, serres, aiguillons...) mais aussi parfois très sophistiquées comme les organes thermosensibles des crotales capables de détecter des variations de température aussi faibles que 0,003 °C. Les proies ont, quant à elles, développé une batterie de défenses qui vont de la protection physique (épines du cactus, de l'oursin, du hérisson...) au bouclier chimique (morphine du pavot, mescaline du peyotl, nicotine du tabac...). Dans le domaine des défenses passives, le camouflage (ou homochromie) et le mimétisme sont les protections les plus fréquentes.

On peut considérer le parasitisme comme un cas particulier de prédation : le parasite se nourrit aux dépens de son hôte et lui porte préjudice. Notre vision macroscopique de la biosphère nous fait souvent oublier la pléthore de parasites susceptibles d'infester un organisme. L'exemple des lapins australiens (voir paragraphe 2.1.3, p. 528) révèle la rapidité avec laquelle la sélection naturelle stabilise la

relation hôte-parasite. En 1950, les autorités australiennes introduisirent le virus de la myxomatose dans la population de plusieurs centaines de millions de lapins² pour tenter de la limiter. Le virus eut tôt fait de se répandre et élimina 99,8 % des lapins infectés. Une deuxième exposition au virus, un an plus tard, n'en décima que 90 % et la troisième, sept ans plus tard, en fit disparaître moins de 30 %. Aujourd'hui, le virus n'a plus qu'un effet secondaire sur la mortalité des lapins qui prolifèrent à nouveau. Il semble que la sélection ait favorisé les lapins qui, grâce à leur génotype, se révélaient les plus aptes à résister au parasite. Corrélativement, une sélection a favorisé les souches les moins virulentes du virus, transmises par les lapins survivants. En moins de trente ans, et quelques centaines de générations, la sélection naturelle a stabilisé la relation hôte-parasite.

C'est le botaniste allemand De Bary qui proposa en 1879 le terme de symbiose pour désigner une association étroite entre deux individus. Cette notion de symbiose est liée au monde végétal puisque c'est de l'étude des lichens qu'est née l'idée que deux organismes, une algue et un champignon, puissent s'associer étroitement pour n'en former qu'un seul. La symbiose au sens strict et physiologique, ou mutualisme, implique un bénéfice mutuel pour les partenaires de l'association³. Au cours de l'évolution certaines symbioses sont devenues obligatoires, au point que l'un des partenaires ne peut plus survivre de façon isolée.

L'association entre deux organismes préalablement séparés leur permet non seulement d'ajouter leurs génomes, et donc leurs possibilités évolutives, mais permet aussi l'émergence de nouvelles fonctions grâce à la création d'une nouvelle espèce chimérique. 90 % des trachéophytes terrestres actuelles sont associées à des champignons (mycorrhizes) localisés dans la partie racinaire, et ce phénomène est très ancien puisqu'il a été découvert dans les premiers végétaux terrestres vasculaires connus, ceux de la flore silicifiée dévonienne de Rhynie en Écosse (voir fig. 13.62 p. 559). Assurant à la plante une alimentation hydrique et minérale (l'azote et surtout le phosphore, peu disponible dans les milieux continentaux), les mycorrhizes favorisent et ont favorisé la colonisation du milieu terrestre. La fixation de l'azote gazeux par des bactéries dans les nodosités des légumineuses, la digestion de la cellulose et de la lignine par des micro-organismes dans l'intestin des termites et des ruminants, la photosynthèse par des algues unicellulaires dans les tissus des coraux, la pollinisation des angiospermes par des insectes sont autant d'exemples de symbiose.

¹ ensemble dynamique formé par les organismes potentiellement interactifs d'une communauté et par les facteurs abiotiques avec lesquels ils interagissent.

² la descendance des 12 couples importés un siècle plus tôt !

³ les anglo-saxons conservent l'ancienne acception du terme (*symbiose sensu lato* = « vie avec ») qui ne préjuge pas des avantages réciproques des partenaires, mais implique seulement leur coexistence anatomique et inclue donc le parasitisme.

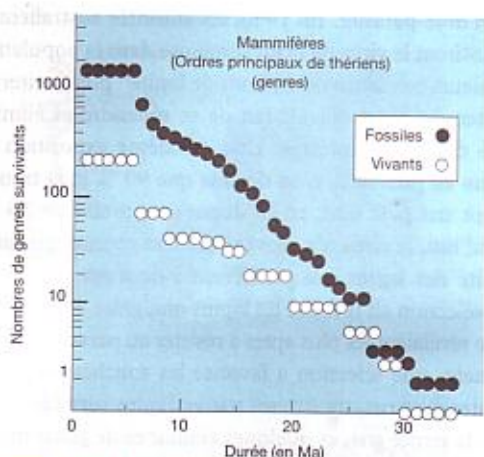


FIGURE 13.29. LA COURBE DE SURVIE TAXINOMIQUE DES MAMMIFÈRES, DONNANT LES NOMBRES DE GENRES EN FONCTION DE LEUR DURÉE DE SURVIE.

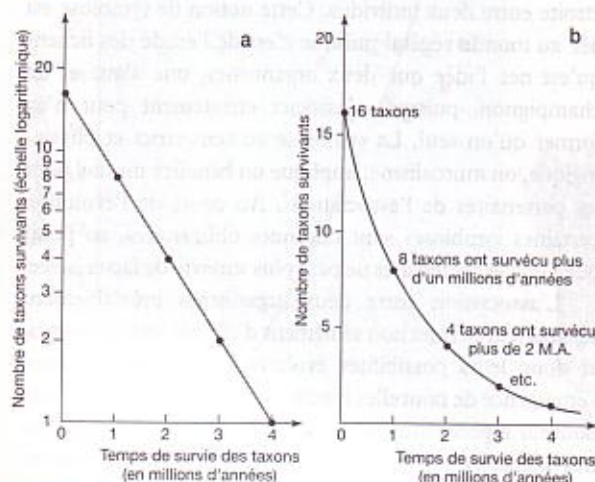


FIGURE 13.30. Lorsque la courbe de survie, exprimée en coordonnées semi-logarithmique, est linéaire (a), la probabilité d'extinction au bout d'un temps d'existence donné est constante (b).

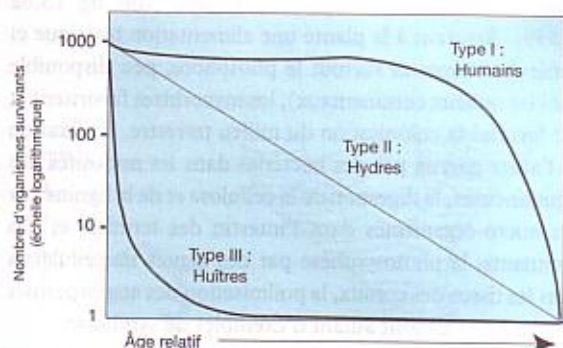


FIGURE 13.31. LES TROIS TYPES DE COURBES DE SURVIE CHEZ DIVERS ORGANISMES. Notez que l'abscisse est en unité relative et que l'ordonnée est en unité logarithmique, ce qui permet de comparer sur un même graphique des espèces dont l'espérance de vie varie amplement.

2.2.6 LE MODÈLE DE LA REINE ROUGE

On pourrait supposer que l'évolution ait, en plus de trois milliards d'années, sélectionné les formes aux adaptations optimales. La biosphère devrait donc compter aujourd'hui dans ses rangs une certaine quantité de « vieilles » espèces rompues à toutes les vicissitudes de la sélection naturelle, et l'on peut se demander ce qui pousse le vivant à devenir sans cesse plus complexe au lieu de s'arrêter à un optimum.

En 1973, Leigh Van Valen formula un mécanisme explicatif de la course à la complexité dans un article intitulé « A New Evolutionary Law ». Plus d'un siècle après la parution de *L'Origine des espèces*, cet article refusé par toutes les revues scientifiques de renom¹ et publié à compte d'auteur, proposait une nouvelle interprétation des mécanismes évolutifs. En analysant les courbes de survie de plus de 24 000 taxons, principalement des familles et des genres, appartenant à des groupes aussi divers que les diatomées, les foraminifères, les reptiles, les mammifères... (fig. 13.29) on constate que les courbes sont linéaires lorsqu'elles sont représentées en échelle semi-logarithmique. Cela signifie que parmi les espèces qui se sont maintenues pendant t millions d'années, une certaine proportion aura disparu après $(t+1)$ Ma, puis parmi les espèces survivantes, c'est la même proportion qui se sera éteinte après $(t+2)$ Ma et ainsi de suite : le nombre d'espèces qui disparaissent est donc, à tout moment, proportionnel à celui des espèces existantes, en d'autres termes, la disparition des espèces est exponentielle. D'autres les remplacent (fig. 13.30).

Si l'évolution impliquait un progrès dans l'adaptation, la probabilité d'extinction devrait décroître dans le temps : les espèces les plus récentes seraient alors aussi les plus durables. Sur un graphique en échelle semi-logarithmique la courbe devrait alors présenter une concavité vers le bas au lieu d'être linéaire. Ces courbes de survie des taxons sont analogues aux courbes de survie des organismes (fig. 13.31). Dans les pays industrialisés, les humains présentent une courbe de survie à concavité dirigée vers le bas, c'est-à-dire une forte espérance de vie. À l'opposé, certains organismes comme les huitres présentent une courbe de survie à concavité dirigée vers le haut illustrant un taux de mortalité très élevé au stade larvaire mais faible à l'âge adulte. La linéarité de la courbe de survie taxinomique montre que la probabilité qu'une espèce s'éteigne est globalement indépendante de son âge.

Chaque espèce subit sans arrêt une sélection naturelle qui résulte des perfectionnements évolutifs de ses compétitrices et de ses échecs à suivre l'évolution du milieu. Dans un milieu

¹ comme le dit Edgar Morin : « toute nouveauté se manifeste comme déviance ».

naturel, les ressources totales disponibles restant approximativement constantes, la somme des interactions écologiques compétitives devrait être nulle. Tout perfectionnement évolutif d'une espèce lui permettra, au moins temporairement, de prélever une part accrue des ressources du milieu et donc d'accroître ses effectifs. Ceci implique évidemment une diminution équivalente des ressources dont disposeront les espèces concurrentes, et cette détérioration du biotope favorisera leur extinction.

Le nom du modèle proposé par Van Valen – l'hypothèse de la Reine Rouge – se réfère à un personnage de Lewis Carroll, dans *Alice aux Pays des Merveilles*. Arrivée au pays de la Reine Rouge, Alice voit celle-ci, et tous ses sujets, courir sans arrêt. Aux questions d'Alice, la reine répond : « Ici, vois-tu, tu dois courir de toutes tes forces, juste pour rester à la même place ». Pourquoi courir pour rester sur place ? Pourquoi les espèces ne s'entendent-elles pas au moindre coût pour arrêter la course ensemble ? La réponse est que toutes les espèces sont « égoïstes ». L'évolution ne constituerait donc pas un progrès mais une escalade, une course aux armements, une débauche d'inventions dans des systèmes coévolutifs.

Si Darwin nous avait à peu près tout expliqué au sujet de l'adaptation, Van Valen nous suggère d'où vient la complexité. L'homme n'est pas mieux adapté aux différents milieux de notre planète que l'amibe ou le ver de terre, mais il est plus complexe parce que depuis trois milliards d'années d'innombrables Alice et Reines Rouges ont couru pour ne rien changer.

2.2.7 DU SOPHISME DE LA NOTION DE PROGRÈS À LA MESURE DE LA COMPLEXITÉ

Lamarck, qui était un ardent défenseur du concept de *scala naturae*, considérait que la tendance naturelle des organismes était d'escalader les barreaux de l'échelle évolutive. C'est cette notion lamarckienne de progrès, plus que le dogme de l'héritage des caractères acquis, que Darwin rejeta lorsqu'il énonça sa théorie et qu'il précisa qu'elle n'avait rien de commun avec celle de Lamarck : il est tout aussi vain d'expliquer l'évolution par un progrès que d'affirmer qu'un homme est ventripotent car il présente une tendance à l'obésité. La vision simpliste d'une évolution où l'homme occupe le point culminant de la biosphère est anthropocentrique et régressive : la métaphysique médiévale eut au moins le bon goût de placer les anges et les archanges au-dessus de l'homme.

La notion de progrès se déroulant sur une échelle linéaire est tout simplement infirmée par l'allure buissonnante de l'arbre évolutif en espalier (fig. 13.5 p. 521). Les archives paléontologiques nous montrent que maints organismes comme le coelacanth, le crocodile ou la limule

n'ont pas évolué depuis plusieurs centaines de millions d'années. Sur une échelle de temps plus brève, on peut citer le cas de deux drosophiles morphologiquement quasi identiques (*D. melanogaster* et *D. simulans*), mais que les données de la biologie moléculaire séparent depuis plusieurs millions d'années. Sur le seul critère morphologique, une évolution parallèle de ces deux espèces étant inconcevable, on ne peut qu'envisager une stase évolutive.

D'un point de vue théorique, il n'y a aucune raison pour que l'évolution par sélection naturelle conduise à un accroissement de la complexité, si cette dernière notion représente ce que l'on sous-entend par progrès. Une meilleure adaptation au milieu peut se traduire aussi bien par la disparition des yeux ou de membres, que par leur acquisition. Nos mitochondries sont des procaryotes régressés et elles sont 10^{17} fois plus nombreuses que nous !

Même si le progrès n'est pas une loi fondamentale de l'évolution, l'observation de la biosphère nous montre que beaucoup de lignées se sont complexifiées. La quantité d'ADN contenu dans le génome peut être une mesure de cette complexité car un organisme plus complexe nécessite des instructions plus importantes. Si nous mesurons la quantité totale d'ADN du génome, nous arrivons à la conclusion absurde que le dipneuste est 40 fois plus complexe qu'un homme (tableau 13.2). En analysant le pourcentage d'ADN codant l'observation devient plus logique :

- les eucaryotes possèdent plus d'ADN codant que les procaryotes,
- les invertébrés et les plantes possèdent plus d'ADN codant que les organismes unicellulaires,
- les invertébrés possédant des yeux, des ailes et des membres possèdent plus d'ADN codant que les nématodes,
- les vertébrés possèdent plus d'ADN codant que les invertébrés.

	TAILLE DU GÉNOME (10^9 PAIRES DE BASES)	ADN CODANT (%)
bactérie (<i>Escherichia coli</i>)	0,004	100
levure (<i>Saccharomyces</i>)	0,009	70
nématode (<i>Caenorhabditis</i>)	0,09	25
insecte (<i>Drosophila</i>)	0,18	33
plante à fleurs (<i>Arabidopsis</i>)	0,2	31
homme	3,5	9 – 27
batracien (<i>Triturus</i>)	19	1,5 – 4,5
dipneuste (<i>Protopterus</i>)	140	0,4 – 1,2
plantes à fleurs (<i>Fritillaria</i>)	130	0,02

TABLEAU 13.2. LA TAILLE DU GÉNOME ET LE POURCENTAGE D'ADN CODANT.

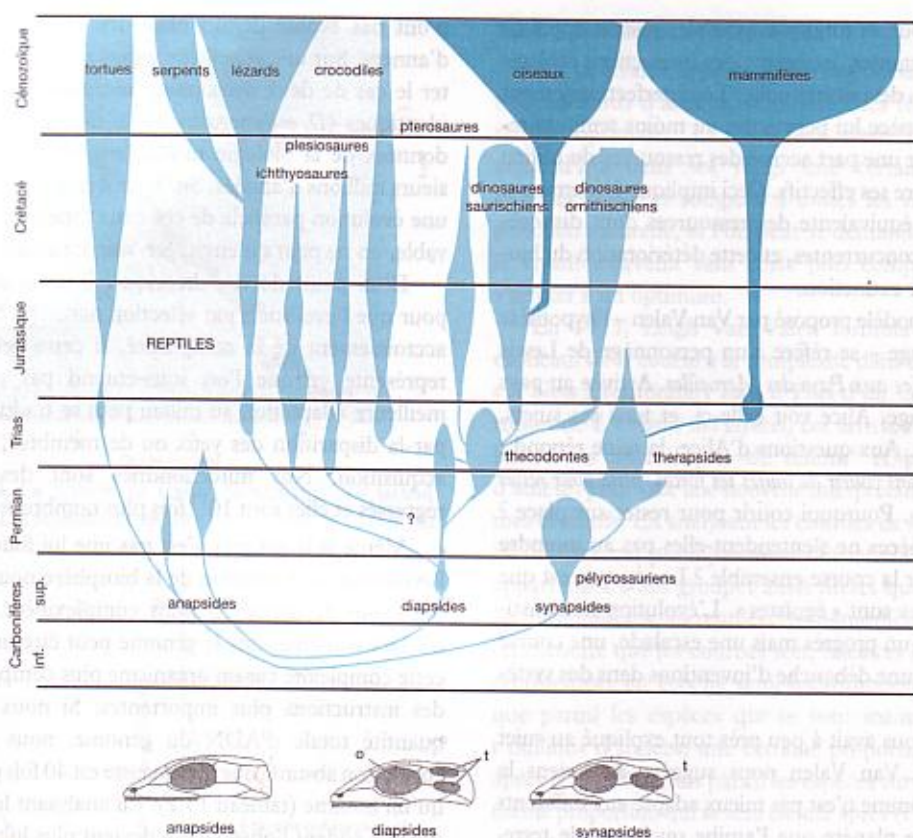


FIGURE 13.32. LA PHYLOGÉNIE DES REPTILES, DES OISEAUX ET DES MAMMIFÈRES. Les grands groupes sont caractérisés par le nombre de fenêtres temporelles, aucune pour le crâne anapside, une pour le crâne synapside et deux pour le crâne diapside ; la largeur des branches est proportionnelle à la diversité taxinomique.

Mais ces observations renseignent peu sur les complexités structurales et fonctionnelles de ces organismes. Actuellement nous ignorons quelle est la quantité d'information génétique nécessaire à l'élaboration d'une structure morphologique particulière.

La conception classique de l'histoire de la biosphère selon laquelle, au cours de l'évolution, la complexité des organismes a augmenté progressivement et de façon prédictible est infirmée par de nombreuses observations paléontologiques.

- La vie est apparue sur Terre sous forme de procaryotes et, à l'évidence, des organismes plus complexes émergeront successivement de ce stock de cellules initial : les premières cellules eucaryotes il y a deux milliards d'années, les premiers animaux pluricellulaires il y a six cent millions d'années. Puis, des invertébrés aux vertébrés marins, des vertébrés marins aux reptiles, des reptiles aux mammifères la complexité a augmenté. Mais cette complexification est loin d'être progressive et uniforme. La vie est restée unicellulaire pendant plus des cinq premiers sixièmes de son

histoire (de - 3,8 Ga à - 0,6 Ga) : si la complexité était si avantageuse, et la pluricellularité est bien sa première expression, force est de constater que ce pas décisif s'est fait longtemps attendre.

- La complexité la plus élémentaire que nous pouvons identifier dans notre biosphère est bien celle qui caractérise les bactéries. Mais depuis l'apparition de la vie les bactéries ont fait la conquête de toutes les niches écologiques, sans que leur complexité minimaliste n'augmente : elles occupent les biotopes les plus divers et leur biochimie est plus variée que celle de toutes les autres espèces. Elles s'adaptent aux pires conditions de pression ($\geq 10^7$ Pa) et de température ($\geq 110^\circ\text{C}$). Le nombre d'*Escherichia coli* hébergé dans les intestins d'un *Homo sapiens* est supérieur au nombre total des hommes qui ont jamais vécu sur notre planète, et leur masse totale représente plus de la moitié de la masse de la biosphère. Avec leur modeste complexité, les bactéries représentent probablement le plus grand succès de l'histoire de la biosphère. Les Procaryotes et les unicellulaires sont toujours prospères ; ils peuvent nous le rappeler à nos dépens !

L'augmentation de la complexité de la biosphère au cours des temps géologiques est indéniable. Mais elle n'est ni linéaire, ni téléologique et n'exclue pas les formes les plus simples et le « retour en arrière ». Dans *Le hasard et la nécessité* (1971), Jacques Monod concluait en ces termes : « L'ancienne alliance est rompue ; l'homme sait enfin qu'il est seul dans l'immensité indifférente de l'Univers d'où il a émergé par hasard. Non plus que son destin, son devoir n'est écrit nulle part. À lui de choisir entre le Royaume et les ténèbres ».

2.3 L'ÉVOLUTION DE LA BIOSPHERE

L'évolution au niveau supra-spécifique, ou macroévolution, s'intéresse aux modifications morphologiques et à la diversité des organismes sur des longues périodes de temps. L'étude de la macroévolution est donc nécessairement historique et implique un intéressant problème de méthodologie scientifique. C'est la longue échelle des temps géologiques qui nous oblige à tester les hypothèses de façon rétrospective, en cherchant à mettre en évidence des conséquences non prévues dans le modèle initial afin de la conforter. Les deux grands types de questions qui sont abordées dans la macroévolution sont illustrés par la figure 13.32, un exemple d'arbre phylogénétique des reptiles, des oiseaux et des mammifères : quelle est la validité du modèle ? quels sont les processus d'apparition et de disparition des taxons ?

La question de la validité du modèle dépend de la méthode de construction du diagramme, des relations évolutives entre les taxons, c'est-à-dire des phylogénies. La difficulté majeure de ces reconstructions est l'absence ou la mauvaise connaissance des taxons-souches des grandes lignées (les Thérapsidés ou reptiles mammaliens par exemple). Pour les processus d'apparition et de disparition des taxons, on constate que ceux-ci ne sont pas toujours aléatoires et que vers la fin du Crétacé cinq taxons de Reptiles disparaissent. Ces extinctions en masse sont suivies de radiations adaptatives, comme celle des mammifères au début du Tertiaire.

2.3.1 DE LA SYSTÉMATIQUE À LA PHYLOGÉNIE

Pour le commun des mortels la systématique supra-générique (famille, ordre...) semble évidente et les dénominations vernaculaires (pinsons, moineaux, perroquets... pour les oiseaux par exemple) suggèrent que cette classification est logique. Ces affinités relatives entre les espèces ont longtemps été considérées comme le reflet d'un ordre naturel et l'idée de classer les formes remonte à Aristote.

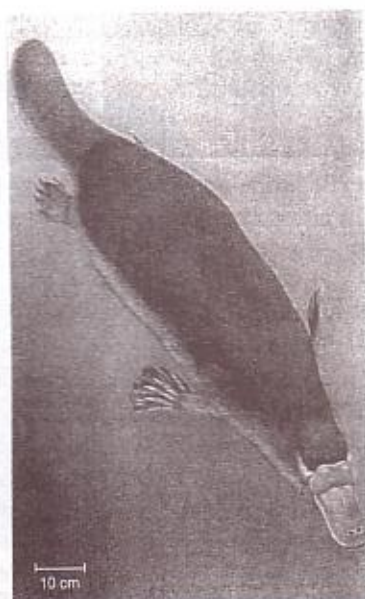


FIGURE 13.33. L'ORNITHORYNQUE, *ORNITHORHYNCHUS ANATINUS*, UN « PUZZLE » SYSTÉMATIQUE.

Pour Darwin et Wallace les caractères de ressemblance ou de différence doivent être considérés comme le résultat du phénomène évolutif, ce que Haeckel appellera en 1856 la phylogénie. La systématique peut être entièrement indépendante de la phylogénie mais l'idéal serait que la systématique reflète la phylogénie.

Si la phylogénie de la biosphère nous était intégralement connue, l'établissement de la systématique supra-générique ne poserait aucun problème. Malheureusement certains organismes, telles des chimères, perturbent le schéma idéal dont rêve tout systématicien. Il en va ainsi des Monotrèmes¹ qui combinent les traits de plusieurs familles d'animaux : l'ornithorynque australien (*Ornithorhynchus anatinus*, fig. 13.33) est l'une de ces singularités de la biosphère. Ce mammifère pond des œufs, exhibe un bec de canard, possède des pieds palmés, une queue de castor et une fourrure qui rappelle celle de la loutre ! Est-ce un reptile ? Il en a le venin. Est-ce un oiseau ? Il est ovipare. Est-ce un mammifère ? La femelle donne du lait... mais sans mamelons, ni tétines. Découvert en 1798, l'ornithorynque va être l'objet d'un vaste débat scientifique qui n'est pas encore terminé. Appartient-il à un taxon qui a évolué indépendamment des mammifères à partir des ancêtres thérapsidés ? est-ce un vrai mammifère possédant des

¹ de *mono* et *trema*, « un seul trou », le cloaque ou canal unique qui regroupe l'anus et l'orifice uro-génital.

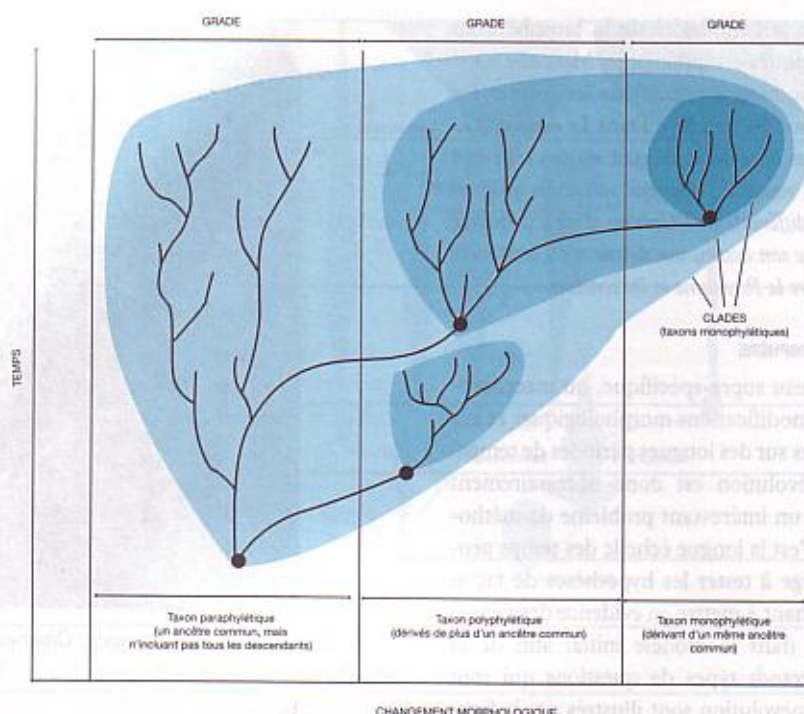


FIGURE 13.34. UNE PHYLOGÉNIE HYPOTHÉTIQUE ILLUSTRANT LES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE REGROUPEMENT TAXINOMIQUE. Les trois colonnes représentent des grades morphologiques.

caractères reptiliens primitifs identiques à ceux des mammifères jurassiques ? ou ne serait-il qu'un reptile particulier comme certains systématiciens, minoritaires, l'affirment ? Le débat n'est pas clos, et l'absence de maillons fossilisés en font un puzzle difficile à intégrer dans les classifications.

Deux modèles fondamentaux de spéciation sont à l'origine des différences que l'on peut observer entre des espèces voisines (voir fig. 13.20, p. 532) : l'anagenèse qui produit une descendance modifiée dans une lignée et la cladogenèse qui est à l'origine de la division d'une lignée et responsable de la prolifération des espèces. Le regroupement des espèces en taxons d'ordre supérieur met en évidence l'un ou l'autre de ces modèles de spéciation, ou les deux à la fois (fig. 13.34). Si des espèces sont regroupées car elles présentent une quantité similaire de transformations anagénétiques par rapport à leurs ancêtres, on parle de grade. Des convergences de formes peuvent apparaître dans des lignées différentes. Un tel grade est alors dit groupe polyphylétique. Au début du XIX^e siècle certains naturalistes ont ainsi regroupé les éléphants et les rhinocéros au vu de leur peau épaisse. Tous les grades ne sont pas polyphylétiques et lorsque l'ancêtre commun appartient au grade on parle de clade. Les reptiles descendent tous d'un ancêtre commun, mais les oiseaux et les mammifères sont issus de la souche reptilienne. Les reptiles n'incluant pas tous les

descendants de l'ancêtre primordial, le taxon des reptiles est appelé paraphylétique.

L'un des grands problèmes concernant les caractères morphologiques est que le contrôle génétique de leur développement est complexe et souvent mal compris. Si les similitudes de caractères relèvent de similitude de contrôle génétique (ou supposé tel) les caractères sont dits homologues (voir fig. 13.10 p. 525); lorsqu'ils résultent d'une convergence de formes, ils sont dits analogues (fig. 13.35).



FIGURE 13.35. HOMOLOGIES ET ANALOGIES. Le bras est homologue à l'aile d'oiseau, tandis que l'aile d'oiseau est analogue à l'aile d'insecte.

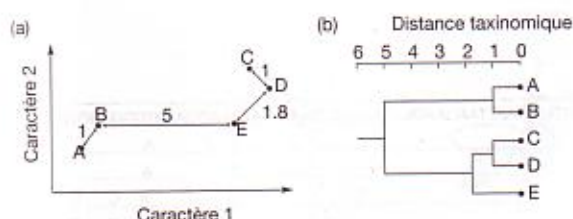


FIGURE 13.36. DIAGRAMME BIVARIE DE LA DISTANCE TAXINOMIQUE DE CINQ ESPÈCES (A-E) ET PHÉNOGRAMME CORRESPONDANT. La distance taxinomique entre les plus proches voisins est indiquée.

2.3.2 LA SYSTÉMATIQUE ÉVOLUTIVE

Jusqu'au milieu du xx^e siècle l'élaboration des relations évolutives entre les espèces était fondée sur une large gamme de caractères (attribut taxinomique, répartition géographique, distribution stratigraphique...). Cette approche éclectique a été nommée systématique évolutive. L'absence d'une méthodologie précise et d'un protocole rigoureux, associée à une grande diversité des caractères utilisés, fit acquérir à cette discipline une réputation de domaine d'experts regroupés en chapelles autosuffisantes.

La systématique évolutive utilise les notions de grade et celle de clade, les taxons monophylétiques comme les taxons paraphylétiques. Mais les taxons polyphylétiques sont exclus de ce type de systématique car ils ne témoignent pas d'une filiation évolutive. La figure 13.32 (p. 540) en est un bon exemple et illustre bien les problèmes d'analogies. L'endothermie (capacité des organismes à produire et réguler leur température interne) existe à la fois chez les mammifères et chez les oiseaux, et certains systématiciens ont proposé de créer un taxon des *Hemothermia* pour les

regrouper. C'est la paléontologie qui a prévalu et la branche systématique des oiseaux n'a pas été rattachée aux Thérapsidés mais à celle des Saurischiens sur la base de caractères osseux.

La subjectivité de l'évolution systématique et les raisonnements parfois circulaires concernant l'homologie ou l'analogie de certains caractères ont conduit à l'émergence de méthodes plus rigoureuses vers les années 1950.

2.3.3 LA SYSTÉMATIQUE PHÉNÉTIQUE

Une approche pragmatique pour résoudre le problème de la subjectivité dans la classification consiste à définir de façon stricte et quantitative les similitudes phénotypiques (nombre de dents, taille d'un membre...). Tous les caractères sont traités sans souci d'une quelconque hiérarchie et cette approche est connue sous le nom de systématique phénétique ou parfois, à cause des méthodes quantitatives utilisées, de taxinomie numérique.

Pour chaque variable mesurée, la différence des valeurs moyennes entre deux espèces données fournit une « distance taxinomique » : la longueur des oreilles du lièvre californien *Lepus californicus* et celle du lièvre européen *Oryctolagus cuniculus* (voir paragraphe 2.1.3, p. 528) peut ainsi être utilisée. Normalement plusieurs dizaines, voire quelques centaines de caractères, sont analysées et le traitement numérique nécessite l'utilisation d'un programme informatique. Le résultat est exprimé par un dendrogramme appelé phénogramme, qui est dépourvu de toute dimension temporelle. La figure 13.36 illustre cette démarche sur un exemple hypothétique simple utilisant deux caractères.

L'ordre d'apparition des noms d'espèces sur un phénogramme est arbitraire et retrace simplement l'arborescence des espèces étudiées, tandis que la longueur des branches

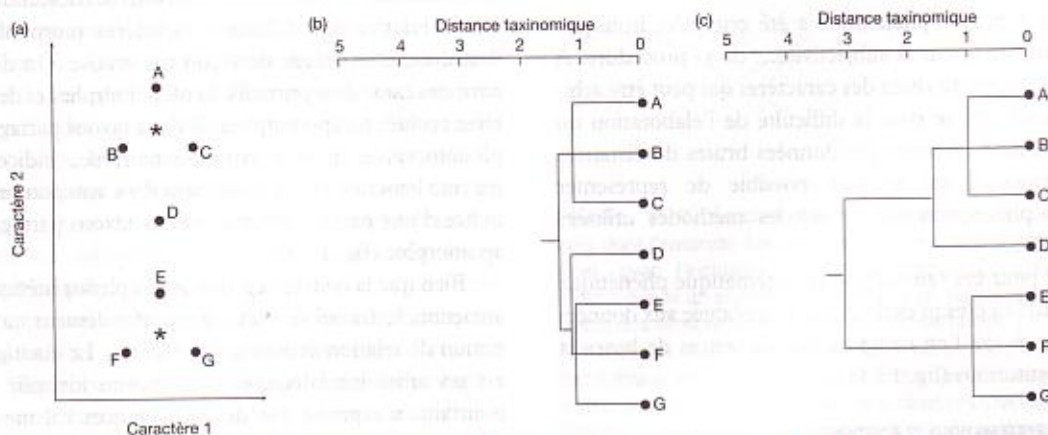


FIGURE 13.37. DIAGRAMME BIVARIE DE LA DISTANCE TAXINOMIQUE DE SEPT ESPÈCES (A-G) MONTRANT DEUX PHÉNOGRAMMES POSSIBLES POUR DES DONNÉES DE BASE IDENTIQUES. a = sur le diagramme les astérisques représentent les centres de gravité des groupes ABC et EFG ; b = phénogramme réalisé par la méthode du plus proche voisin ; c = phénogramme réalisé par la méthode du plus proche voisin moyen (D est plus proche du centre de gravité de A, B et C que du centre de gravité de E, F et G).

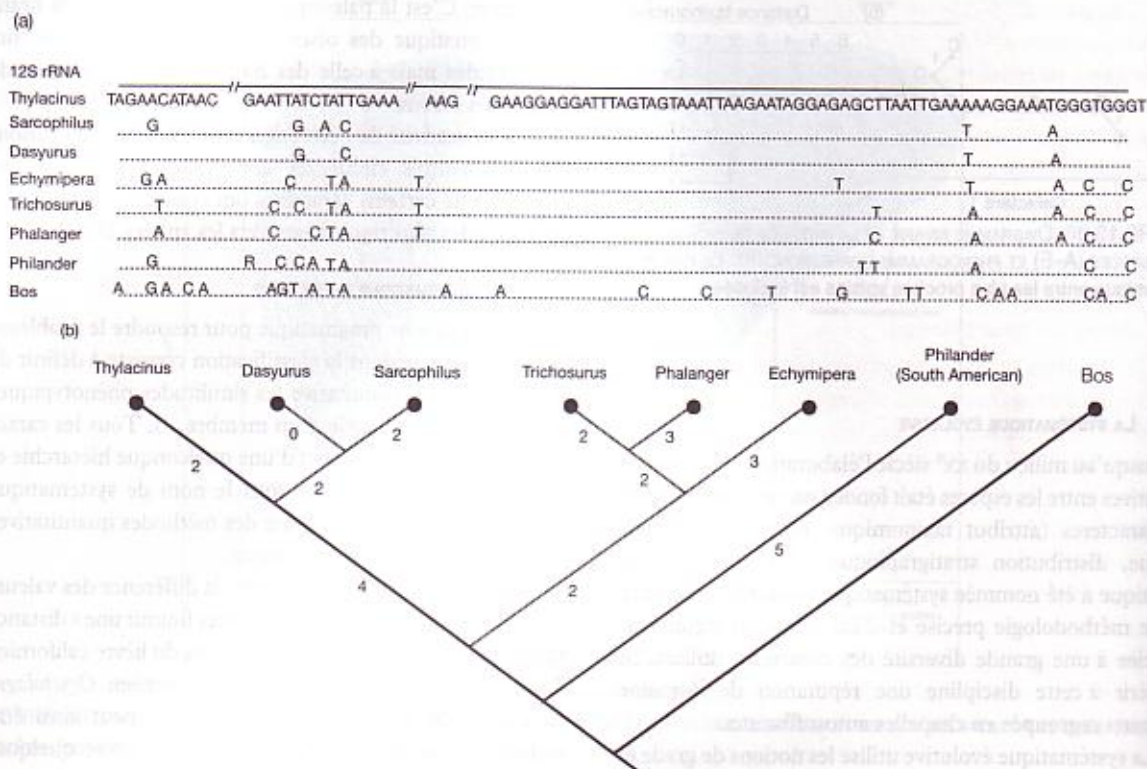


FIGURE 13.38. PHYLOGÉNIE MOLÉCULAIRE RÉALISÉ SUR DE L'ARN RIBOSOMAL DU LOUP MARSUPIAL (*Thylacinus*), SIX AUTRES MARSUPIAUX ET LE BOEUF (*Bos*) PRIS COMME RÉFÉRENCE. Les bases identiques à celles du loup marsupial sont représentées par des pointillés et les chiffres indiquent le nombre de substitutions.

est proportionnelle à la distance taxinomique. Le phénogramme est tout simplement une représentation de la similitude phénotypique relative d'un groupe d'espèces et suppose, implicitement, que le taux d'évolution des caractères soit constant.

Cette approche phénétique a été critiquée, ironiquement d'ailleurs, pour la subjectivité... de sa procédure. À part le problème du choix des caractères qui peut être arbitraire ou sélectif, se pose la difficulté de l'élaboration du dendrogramme : à partir des données brutes de distances taxinomiques il est souvent possible de représenter plusieurs phénogrammes suivant les méthodes utilisées (fig. 13.37).

C'est pour ces raisons que la systématique phénétique est aujourd'hui presque exclusivement appliquée aux données moléculaires, où l'on compare des séquences de bases et leurs substitutions (fig. 13.38).

2.3.4 LA SYSTÉMATIQUE CLADISTIQUE

C'est l'entomologiste allemand Willi Hennig (1913–1976) qui, dès 1950, se proposa de construire des classifications reflétant les phylogénies en utilisant des groupes

généalogiques naturels, des lignées monophylétiques ou clades. Les relations phylogénétiques des taxons sont représentées par un diagramme, le cladogramme, qui exige la constitution d'un groupe monophylétique comprenant par définition le taxon ancestral et tous ses descendants. La valeur relative des différents caractères morphologiques doit donc être définie de façon rigoureuse. On distingue ainsi des caractères primitifs ou plésiomorphes et des caractères évolués ou apomorphes. Si deux taxons partagent une plésiomorphie, il y a symplesiomorphie, indice d'une parenté lointaine ; réciproquement il y a synapomorphie, et indice d'une parenté proche, si deux taxons partagent une apomorphie (fig. 13.39).

Bien que la conception des arbres phylogénétiques soit ancienne, le travail de Hennig a profondément modifié la notion de relation évolutive des espèces. Le cladogramme est un arbre généalogique sans ancêtre identifié et qui, pourtant, n'exprime que des ascendances : il montre les relations de parenté entre les espèces sans que soient recherchés les ancêtres. Une telle approche fut difficilement acceptée par les évolutionnistes néodarwiniens des années 1960 qui analysaient les caractères des espèces

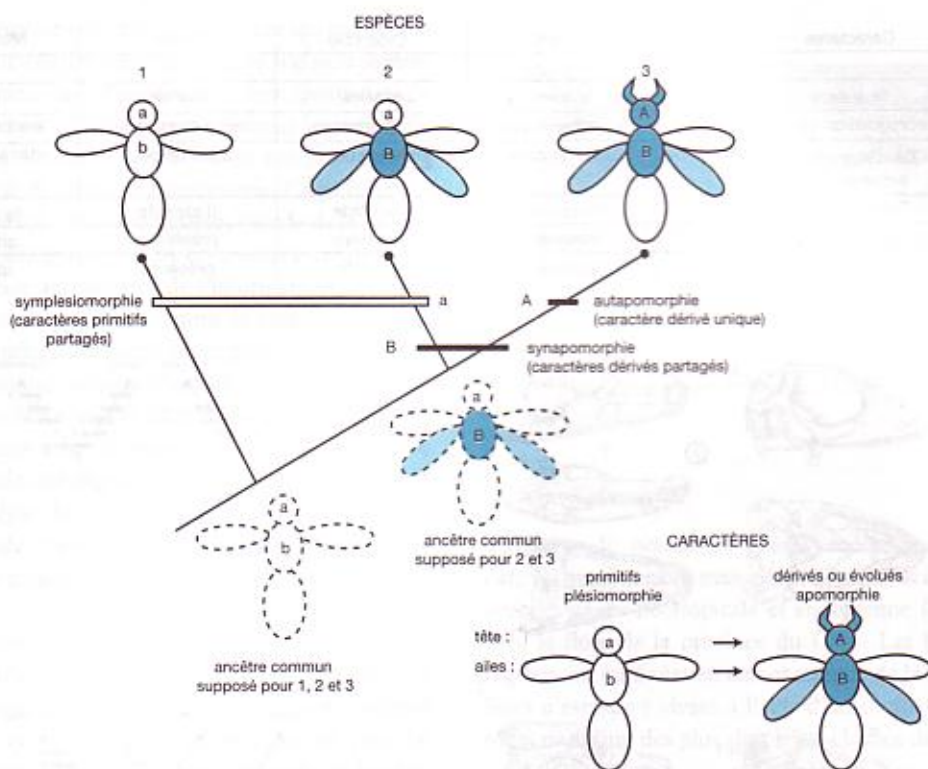


FIGURE 13.39. LES CARACTÈRES PRIMITIFS (PLÉSIOMORPHES) ET DÉRIVÉS OU ÉVOLUÉS (APOMORPHES) EXPRIMÉS DANS LE CLADOGRAMME DE TROIS ESPÈCES HYPOTHÉTIQUES. La tête peut être simple (a) ou pourvue d'appendices (A), le thorax peut posséder une paire (b) ou deux paires d'ailes (B), les premiers stades morphologiques étant primitifs et les seconds évolués.

vivantes et fossiles afin de reconnaître les homologies, c'est-à-dire les ressemblances qui existent entre différentes espèces en raison de leur ascendance commune. Pour Hennig, seul le partage par différentes espèces de caractères dont l'état est transformé (synapomorphie) est signe d'une parenté étroite, d'une ascendance commune. Au contraire, les caractères restés à l'état primitif (plésiomorphes) ne témoignent que d'une parenté lointaine, ce qui est contraire à la règle de base de l'approche évolutionniste « classique » qui recherche des caractères communs restés à l'état primitif pour découvrir les parentés profondes et anciennes. Le cladogramme des amniotes (fig. 13.40) montre que les reptiles, qui possèdent beaucoup de caractères primitifs, partagent des caractères évolués avec les oiseaux. Ils ne forment donc pas un clade, et les crocodiles sont plus étroitement apparentés aux oiseaux qu'aux lézards, bien qu'ils ressemblent plus aux varans qu'aux mésanges. Un autre constat, simple mais évident, guide la démarche cladistique : tous les caractères n'évoluent pas à la même vitesse. Sur le plan de la locomotion, le membre pentadactyle existe depuis la sortie des eaux, il y a 350 millions d'années, mais la bipédie chez les Primates est une innovation récente qui a moins de cinq millions d'années probablement.

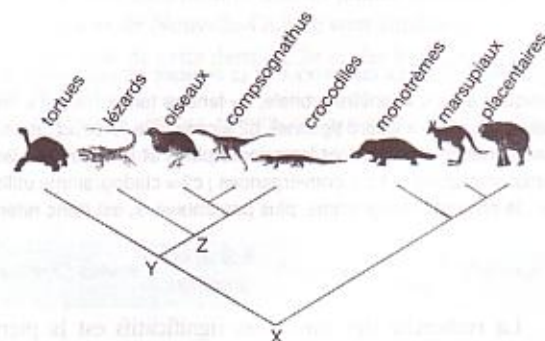
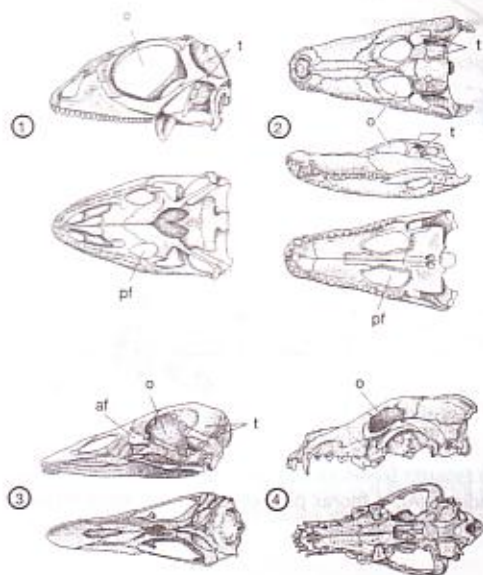


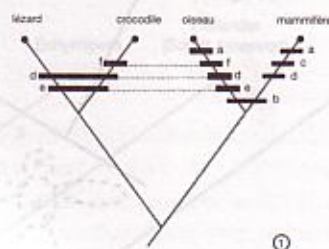
FIGURE 13.40. Le cladogramme des amniotes actuels (vertébrés dont l'embryon est entouré d'une membrane nommée amnios), avec l'inclusion d'un genre fossile (*Compsognathus*), montre que si un crocodile ressemble à un lézard ce n'est qu'en raison des nombreux caractères plésiomorphes (x, y et z) hérités des ancêtres mais non en raison d'une parenté phylogénétique ; au contraire, les oiseaux et les crocodiles sont étroitement apparentés, quoique peu ressemblants et la classe des reptiles (tortues, lézards, *Compsognathus*, crocodiles) n'est pas un concept phylogénétique car il n'inclut pas les oiseaux ; *Compsognathus*, un dinosaure, comble le hiatus morphologique qui sépare les oiseaux des crocodiles et montre que les oiseaux sont des dinosaures adaptés au vol, tout en n'étant pas leurs ancêtres.

Caractères	Lézard	Crocodile	Oiseau	Mammifère
(a) Phanères	écailles	écailles	plumes	poils
(b) thermoregulation corporelle	ectothermique	ectothermique	endothermique	endothermique
(c) Développement embryonnaire	dans un oeuf	dans un oeuf	dans un oeuf	dans un utérus
(d) Type de crâne	diaspside	diaspside	diaspside	synapside
(e) Fosses palatines	présentes	présentes	présentes	absentes
(f) Fenêtre antéorbitale	absente	présente	présente	absente

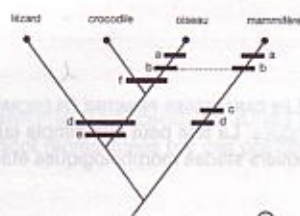
a



b



①



c

②

FIGURE 13.41. LA CLADISTIQUE ET LE PRINCIPE DE PARCIMONIE. a : matrice des six (a-f) caractères utilisés ; b : les crânes et leurs caractéristiques avec o = fenêtre orbitale, t = fenêtre temporale, af = fenêtre antéorbitale (perdue secondairement chez le crocodile), pf = fosses palatines, et b1 = lézard (*Iguana*), b2 = crocodile (*Crocodilus*), b3 = oiseau (*Anas*), b4 = mammifère (*Canis*) ; c : deux cladogrammes où les barres noires représentent les apomorphies et les pointillés les convergences ; c1 = cladogramme utilisant trois synapomorphies, huit autapomorphies et trois convergences ; c2 = cladogramme utilisant trois synapomorphies, sept autapomorphies et une seule convergence ; le second cladogramme, plus parcimonieux, est donc retenu.

La recherche des caractères significatifs est la pierre angulaire de la systématique cladistique. Un caractère existant chez deux taxons est homologue s'il est l'héritage du taxon ancestral commun. Si les caractères se transformaient une seule fois au cours de l'histoire géologique, la reconstruction phylogénétique serait une entreprise relativement aisée. Mais il arrive que les caractères se transforment dans un même état de façon indépendante chez différentes espèces et il convient de distinguer :

- les caractères analogues qui remplissent les mêmes fonctions mais ont une origine complètement différente (aile des oiseaux et aile des insectes),

- les caractères convergents ou parallèles qui apparaissent indépendamment dans des lignées sans ancêtre commun proche (épines des plantes, par exemple),
- les réversions qui correspondent à la perte de synapomorphies dans des groupes monophylétiques (insectes secondairement aptères comme les puces ou mammifères secondairement dépourvus de pelage comme les baleines).

Toutes ces situations, regroupées sous le terme d'*homoplasy*, qui ont toujours rendu difficile la recherche des homologies, ont été résolues dans le système cladistique par un principe d'économie. À partir d'un nombre quel-

conque d'observations on construit un arbre qui contient le maximum d'homologies phylogénétiques (de synapomorphies) et le minimum d'évolutions convergentes et de réversions (fig. 13.41). Un tel arbre minimise le nombre de transformations évolutives, c'est l'arbre « le plus court », d'où l'expression d'analyse de parcimonie. Ce principe de parcimonie implique, en toute rigueur, l'étude de la totalité des caractères des groupes dont on souhaite connaître la généalogie. Grâce aux progrès de l'informatique, les problèmes impliquant un grand nombre de caractères ont été résolus, mais malheureusement on ne peut pas calculer un cladogramme sur une infinité d'espèces car la recherche de l'arbre le plus court nécessite un temps de calcul déraisonnable. La relation entre le temps de calcul et le nombre d'espèces étudiées est exponentielle : l'étude de dix espèces nécessite l'analyse de 34 459 425 arbres, celle de vingt espèces demande l'examen de 8.10^{21} arbres ! et les procédures actuelles ne permettent pas d'étudier plus de trente taxons.

La cladistique est une méthode hypothético-déductive, et l'hypothèse choisie peut être réfutée à tout moment si de nouvelles analyses de caractères viennent infirmer le schéma proposé. Bien que puissante et féconde, on ne peut lui reprocher que son ignorance délibérée des archives fossiles, et il ne fait nul doute que, combinée à la répartition stratigraphique des taxons, elle puisse fournir au paléontologue un outil efficace.

2.3.5 LA BIOGÉOGRAPHIE : DISPERSION ET VICARIANCE

Au XIX^e siècle, les premiers biogéographes ont constaté, en comparant les répartitions de nombreuses espèces, que celles-ci pouvaient être regroupées en six vastes provinces (fig. 13.42). La flore de la région australienne, par exemple,

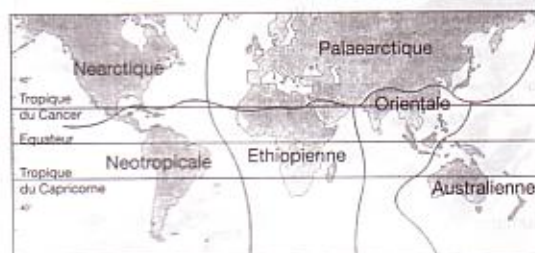


FIGURE 13.42. LE MONDE EST PARTAGÉ EN SIX GRANDES PROVINCES BIOGÉOGRAPHIQUES.

comporte de nombreux taxons endémiques inexistant dans les autres régions mais elle présente aussi des similitudes avec les zones néotropical et éthiopienne (en particulier avec la flore de la province du Cap). Les limites de ces régions ont été fixées en tenant compte de la similitude des listes d'espèces y vivant à l'aide d'un coefficient de similitude, dont l'un des plus simple est l'indice de Simpson :

$$S = C/N$$

avec N, le nombre de taxons présents dans la région qui en compte le moins et C, le nombre de taxons communs aux deux régions.

Le tableau 13.2 montre que les faunes mammaliennes d'Australie et de Nouvelle-Guinée sont similaires à 93 %, alors que celle de cette dernière île et des Philippines ne le sont qu'à 64 %.

Les limites de ces provinces biogéographiques, bien que parfois variables en fonction des taxons utilisés

	AMÉRIQUE DU NORD	ANTILLES	AMÉRIQUE DU SUD	AFRIQUE	MADAGASCAR	EURASIE	ÎLES DU S.-E. ASIATIQUE	PHILIPPINES	NOUVELLE GUINÉE	AUSTRALIE
Amérique du Nord										
Antilles	67									
Amérique du Sud	81	73								
Afrique	31	27	25							
Madagascar	38	27	35	65						
Eurasie	48	28	36	80	69					
Îles du S.-E. asiatique	37	20	32	82	63	92				
Philippines	40	20	32	88	50	96	100			
Nouvelle Guinée	36	21	36	64	50	64	79	64		
Australie	22	20	22	67	38	50	61	50	93	

TABLEAU 13.2. LES INDICES DE SIMILITUDE (INDICE DE SIMPSON) DES ESPÈCES DE MAMMIFÈRES DES DIVERSES RÉGIONS GÉOGRAPHIQUES. Le tableau est symétrique par rapport à la diagonale dont tous les éléments valent 100 par définition.

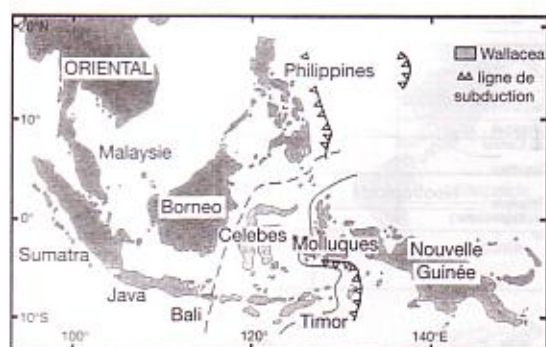


FIGURE 13.43. LES LIMITES ENTRE LA PROVINCE AUSTRALIENNE ET LA PROVINCE ORIENTALE SONT DIFFÉRENTES SELON LES TAXONS CONSIDÉRÉS. La ligne de Wallace est fondée sur la répartition des oiseaux, celle de Weber sur la répartition des mollusques et des mammifères.

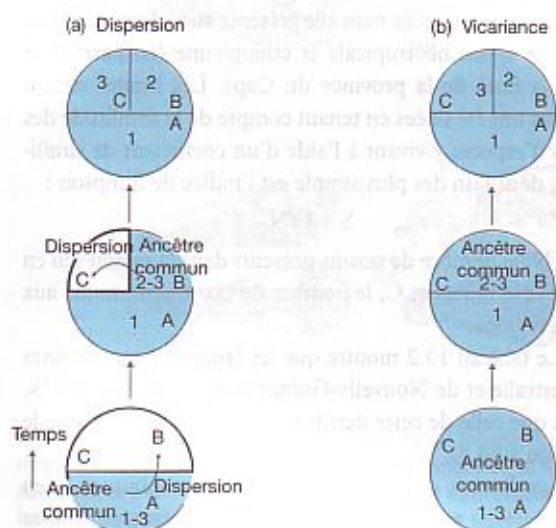


FIGURE 13.44. BIOGÉOGRAPHIES DISPERSIVE ET VICARIANTE. a : une espèce ancestrale, dont l'aire de répartition est en A, s'est d'abord dispersée vers la région B, puis une espèce descendante s'est dispersée vers la région C ; b : une espèce ancestrale occupant l'ensemble des régions (A + B + C) a vu cette aire de répartition scindée d'abord en A et (B + C), puis, l'aire (B + C) s'est elle-même scindée en B et C.

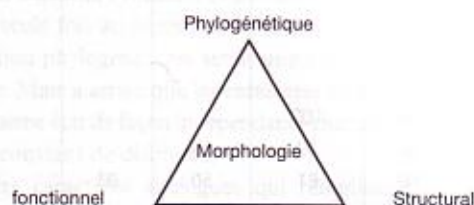


FIGURE 13.45. LE TRIANGLE DE SEILACHER.

(fig. 13.43), coïncident de façon remarquable avec les limites des grandes plaques tectoniques : la dérive des continents est l'une des causes de la spéciation géographique (voir paragraphe 2.2.1, p. 531). Mais des déserts comme le Sahara ou des chaînes de montagnes comme l'Himalaya sont autant d'autres frontières. À grande échelle ces frontières individualisent des domaines moins étendus appelés provinces et les indices de similitude de ces provinces sont inversement proportionnels à l'individualisation des territoires.

La biogéographie d'un taxon peut s'expliquer selon deux processus :

- la dispersion des populations initiales,
- le clivage de l'aire initiale de répartition ou vicariance.

L'hypothèse de base de la biogéographie dispersive est qu'un taxon apparaît dans un domaine relativement restreint et qu'évoluant avec succès il colonise d'autres régions, où la spéciation allopatrique le fera diverger évolutivement de l'espèce-souche (fig. 13.44). À l'inverse, la biogéographie vicariante implique une large distribution de l'ancêtre suivie d'une spéciation allopatrique par fragmentation de l'aire suite à l'apparition de frontières naturelles (fragmentation continentale, chaîne de montagne, détroit...).

Les méthodes de la cladistique peuvent être appliquées aux données biogéographiques et retracer les diverses étapes de l'évolution paléogéographique des masses continentales, en particulier celles de l'éclatement de la Pangée depuis plus de 250 millions d'années.

2.3.6 L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET SA QUANTIFICATION

La morphologie d'un organisme est le résultat de l'interaction de trois facteurs (fig. 13.45) :

- phylogénétique, qui dépend de son héritage génétique,
- fonctionnel, que les innovations aient été et soient avantageuses donc évolutives,
- structural, qui regroupe les contraintes de croissance.

Toute modification morphologique est donc l'expression d'une contrainte évolutive. L'étude des ressemblances ou des dissemblances morphologiques, et leur quantification, permet au paléontologue de préciser les rythmes et les modalités de l'évolution. Jusqu'à une époque relativement récente la forme des organismes était exprimée par des mesures linéaires (longueur, largeur... de tel ou tel membre). Aujourd'hui une approche géométrique permet de quantifier la distance morphologique entre deux ou plusieurs spécimens.

Les concepts de cette approche ont été formulés vers les années 1920 par un zoologiste écossais, D'Arcy Thompson qui, malheureusement à cette époque, ne disposait pas des

outils nécessaires et suffisants pour mener à terme ses analyses (fig. 13.46). Observant le vivant avec l'œil d'un géomètre, D'Arcy Thompson offrira en 1917 à la communauté scientifique un remarquable ouvrage *On Growth and Form*, où spirales et surfaces minimales annoncent les prémices d'une morphogénèse quantitative.

Aujourd'hui, le développement de l'outil informatique permet de quantifier une morphologie sous forme d'un champ vectoriel défini à partir de points homologues, c'est-à-dire de points dont l'origine ontogénique est identique chez tous les spécimens que l'on cherche à comparer (fig. 13.47a et b). Les méthodes utilisées actuellement peuvent se classer en deux familles selon le traitement que l'on applique aux points homologues.

La première famille correspond aux méthodes de surimposition, dites méthodes « Procrustes »¹. Les spécimens à comparer subissent un certain nombre d'opérations géométriques simples (fig. 13.48 p. 550) :

- une homothétie, afin de normaliser leur taille,
- une translation, de manière à superposer leurs barycentres géométriques,
- une rotation, telle que la somme des distances qui séparent les couples de points homologues soit minimale.

La différence morphologique entre les deux spécimens est alors représentée par un champ vectoriel et elle est quantifiée par la somme des carrés des distances entre les points homologues pris deux à deux.

L'autre famille de méthodes est celle des TPS (*Thin Plate Splines*)² qui, elle aussi, utilise les points homologues. L'expression des différences morphologiques n'est plus représentée dans ce cas par un champ vectoriel mais par une surface déformée, sous des conditions d'énergie nécessaire au plissement qui soient minimales (fig. 13.47e).

Ces analyses concernent non seulement la comparaison des espèces prises deux à deux, mais permet aussi d'appréhender la variabilité morphologique d'une espèce. En étendant ces calculs à l'ensemble d'une population d'individus on obtient une matrice de dissemblance qui peut être traitée par les méthodes de la taxinomie numérique (voir paragraphe 2.3.3, p. 543). Cet arbre des relations morphologiques, qui exprime une certaine hiérarchie de ressemblances entre les espèces comparées, peut alors être comparé aux arbres élaborés par les techniques moléculaires ou des cladogrammes. Il faut souligner que les arbres de similitude

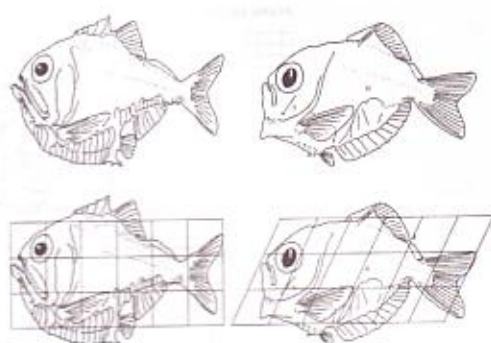


FIGURE 13.46. UNE GRILLE DE DÉFORMATION APPLIQUÉE À DEUX ESPÈCES DE POISSONS : *Argyropelecus olfersi* (a) et *Sternoptyx diaphana* (b).

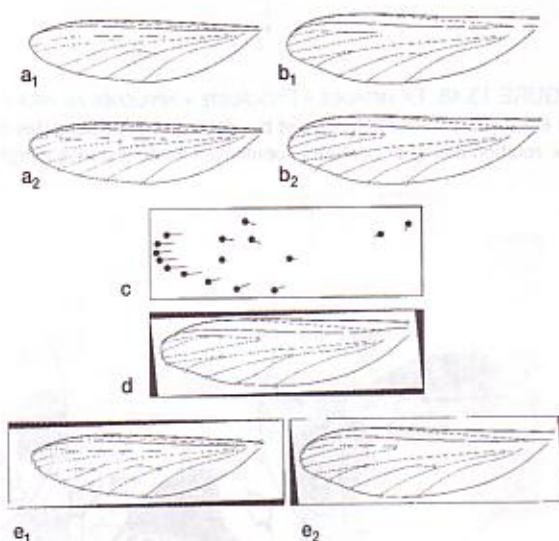


FIGURE 13.47. La géométrie quantitative appliquée à l'aile de deux espèces d'insectes (a₁ et b₁) à partir des points homologues définis à l'intersection des nervures (a₂ et b₂) ; c = la méthode « Procruste » ; d = l'individu moyen par la méthode TPS ; e₁ et e₂ = la déformation par la méthode TPS des deux morphologies d'aile (a₁ et b₁) par rapport à l'individu moyen (d).

¹ du nom d'un brigand (Procruste ou Procuste) qui, selon la mythologie grecque, ajustait la taille de ses victimes, par étirement ou raccourcissement, à celle du lit qu'il leur proposait.

² « plaques minces flexibles » en français.

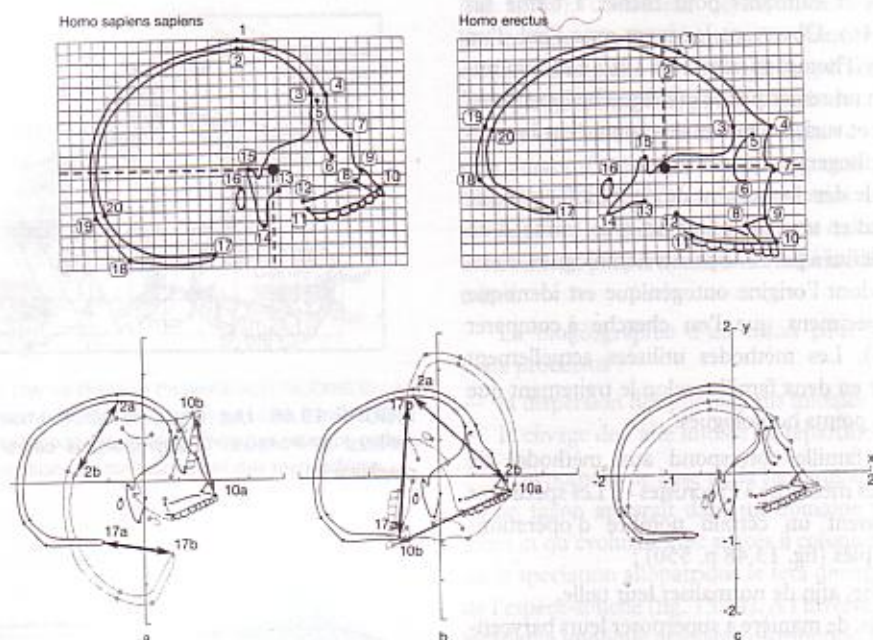


FIGURE 13.48. LA MÉTHODE « PROCRUSTE » APPLIQUÉE AU PROFIL DES CRÂNES D'*HOMO SAPIENS* ET D'*H. ERECTUS* (NORMALISATION ET CALCUL DU BARYCENTRE GÉOMÉTRIQUE). a et b = deux superpositions des crânes montrant les vecteurs reliant les points homologues 2, 10 et 17. c = rotation des deux contours aboutissant à une distance morphologique minimale.

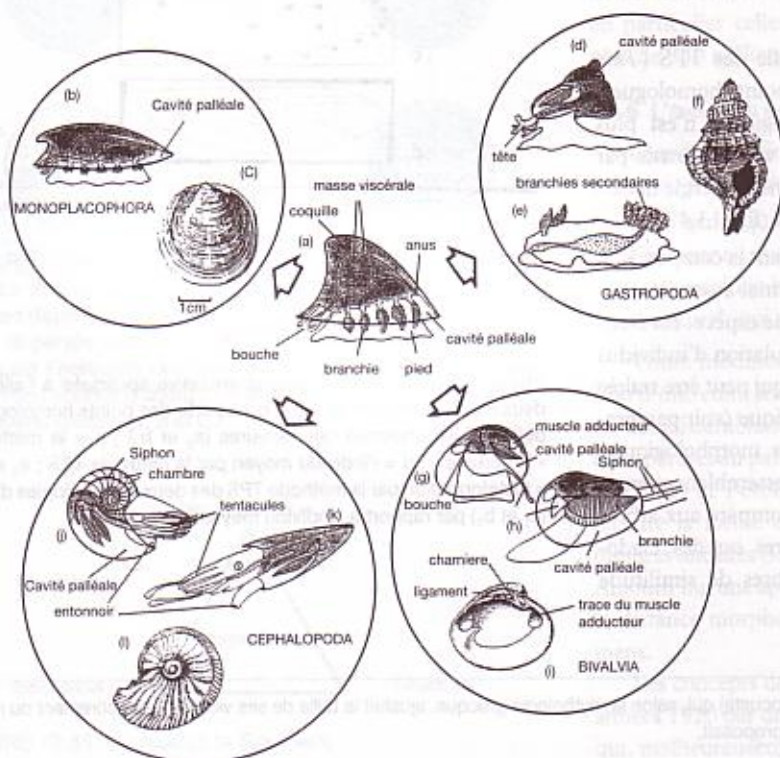


FIGURE 13.49. QUATRE CLASSES DU PHYLUM DES MOLLUSQUES. a = l'archetypal ou Mollusque Ancêtre Hypothétique (MAH); b = vue transparente latérale de Monoplacophore; c = la coquille de Monoplacophore vue de dessus; d = Gastéropode en vue transparente; e = Gastéropode « nu »; f = coquille de Gastéropode; g = Lamellibranche bivalve; h = Bivalve fouisseur en vue transparente; i = coquille de Lamellibranche; j = Nautilus; k = Calmar; l = coquille de Céphalopode.

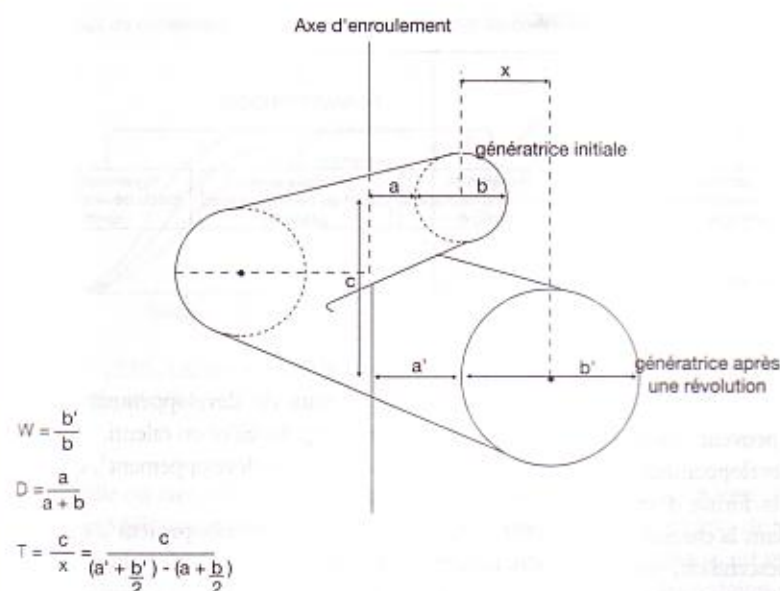


FIGURE 13.50. LE DIAGRAMME REPRÉSENTANT LES TROIS PARAMÈTRES CARACTÉRISTIQUES DU MODÈLE MORPHOLOGIQUE DE LA COQUILLE DES MOLLUSQUES.

morphologique ne sont pas toujours synonymes de proximité phylétique, mais leur confrontation avec les arbres moléculaires ou les cladogrammes peut servir à révéler des convergences de formes.

Dans un phylum donné, caractérisé par un plan d'organisation, les morphologies sont souvent très variées. Le phylum des Mollusques, par exemple, comprend aujourd'hui plus de 40 000 espèces réparties en plusieurs classes (six actuelles et une fossile) dérivant toutes d'un archétype reconstitué à partir des caractéristiques de chacune des classes (fig. 13.49).

La diversité des morphologies de la coquille des mollusques peut être modélisée par l'étude des formes potentiellement possibles. La coquille est modélisée à partir de trois paramètres (fig. 13.50). Étant donné une génératrice, une coquille théorique peut être construite à l'aide de :

- un paramètre W , ou taux d'expansion, qui caractérise la croissance de la section de la coquille en une révolution autour de l'axe d'enroulement,
- un paramètre D , ou distance à l'axe, qui caractérise l'évolution de la distance à l'axe de la génératrice,
- un paramètre T , ou taux de translation, qui caractérise l'étirement de la coquille selon l'axe d'enroulement et qui est nul dans le cas des coquilles planispiralées.

Chaque morphologie coquillière peut ainsi être localisée dans un espace tridimensionnel (fig. 13.51), et caractérisée de façon simple par la valeur de trois paramètres.

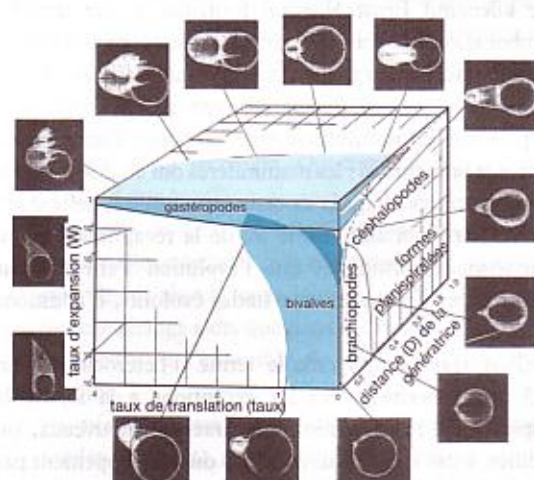


FIGURE 13.51. LA DISTRIBUTION DANS L'ESPACE DES FORMES DE QUATRE TAXONS DE MOLLUSQUES : LES GASTÉROPODES, LES CÉPHALOPODES, LES BIVALVES ET LES BRACHIOPODES.

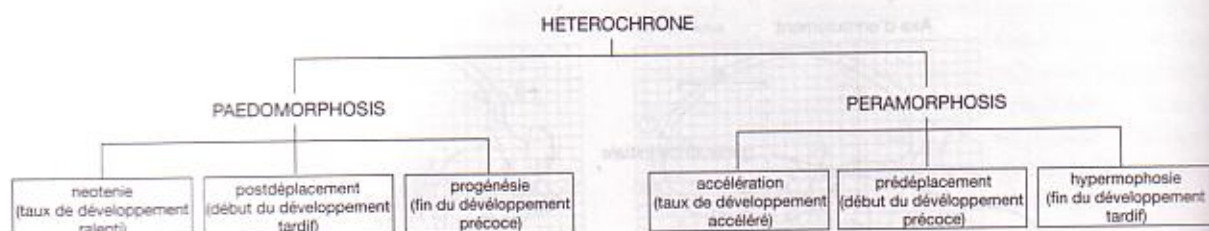


FIGURE 13.52. CLASSIFICATION HIÉRARCHIQUE DES HÉTÉROCHRONIES DU DÉVELOPPEMENT.

2.3.7 LES HÉTÉROCHRONIES DU DÉVELOPPEMENT

Les transformations morphologiques peuvent aussi résulter de modifications du rythme de développement. Beaucoup de changements évolutifs dans la forme d'un organe tirent leur origine de modifications dans la chronologie du développement. Ainsi, chez un descendant, un organe peut devenir plus grand si son développement est accéléré par rapport à celui de son ancêtre.

Historiquement, les biologistes ont remarqué depuis longtemps qu'il existe une relation entre le développement individuel de l'organisme (l'ontogénie) et l'évolution d'une lignée (la phylogénèse). Vers la fin du XIX^e siècle, le biologiste allemand Ernst Haeckel formalisa le fait que les morphologies ancestrales ressemblaient aux formes juvéniles de leurs descendants par la célèbre phrase « *l'ontogénèse récapitule la phylogénèse* ». Pendant son ontogénèse un mammifère présente transitoirement des structures semblables à des fentes branchiales : les mammifères ont eu des poissons comme ancêtres éloignés et cette structure rappelle donc cette histoire lointaine. Cette loi de la récapitulation (ou biogénétique) considérait que l'évolution s'effectue par l'ajout successif de nouveaux stades évolutifs, d'additions terminales.

C'est Haeckel qui créa le terme d'hétérochronie en 1875 pour décrire toutes les exceptions à la loi de la récapitulation : l'apparition de caractères nouveaux, ou modifiés, à des stades plus précoces du développement par exemple.

La classification des hétérochronies de développement est fondée sur la comparaison de l'ontogénie du descendant par rapport à celle de l'ancêtre. Une telle comparaison montre que seules trois sortes de modifications peuvent affecter l'ontogénèse de l'individu, d'un organe ou d'un trait quelconque :

- celle concernant le taux de développement (ou de croissance), qui peut être accéléré ou ralenti,
- celle concernant le début du développement¹, qui peut être précoce ou tardif,
- celle concernant la fin de développement², qui peut être précoce ou tardive.

Comme chacune de ces modifications est binaire, il existe six types d'hétérochronies du développement (fig. 13.52) :

- la néoténie, caractérisée par un taux de croissance ralenti,
- l'accélération, caractérisée par un taux de croissance accéléré,
- le prédéplacement, caractérisé par un début de développement précoce,
- le postdéplacement, caractérisé par un début de développement retardé,
- la progénésie, caractérisée par une fin de développement précoce,
- l'hypermorphose, caractérisée par une fin de développement tardive.

La figure 13.53 illustre comment les modifications du taux de croissance, du début du développement et de l'apparition de la maturité sexuelle peuvent être représentées en deux dimensions : le taux de croissance, qui peut être mesuré en terme de taille, de poids ou de morphologie, est exprimé en fonction de l'âge. Notons que la fin du développement est souvent associée à la maturité sexuelle car la croissance de la majorité des organismes (ou des organes) est terminée lorsque ceux-ci sont capables de se reproduire. Certains organes cependant, comme les cellules nerveuses, atteignent la fin de leur développement avant la maturité sexuelle. L'hétérochronie globale affecte l'individu en

¹ qui correspond généralement au moment de la naissance.

² qui correspond généralement à l'acquisition de la maturité sexuelle.

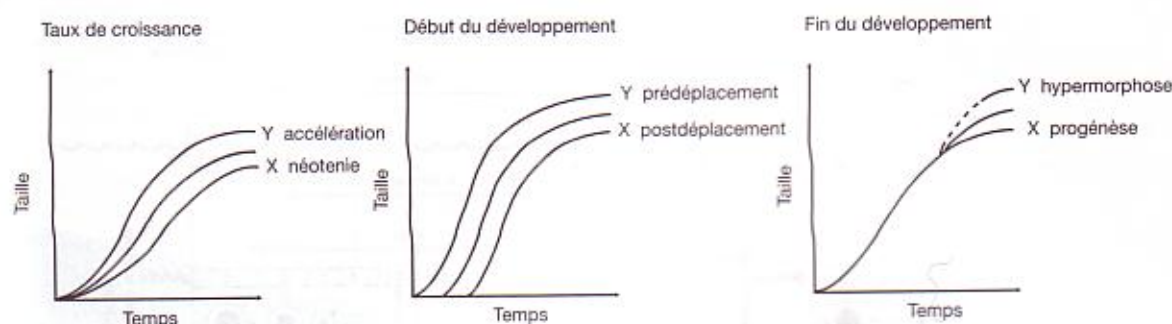


FIGURE 13.53. LES SIX TYPES D'HÉTÉROCHRONIES EXPRIMÉES PAR LA MORPHOLOGIE EN FONCTION DE L'ÂGE. La trajectoire de l'ancêtre est représentée en gris.

entier. Elle est rare, et le plus souvent ce n'est qu'un organe qui est modifié : on parle alors d'hétérochronie dissociée.

Néoténie, postdéplacement et progénèse traduisent des morphologies « sous-développées » et sont regroupés sous le terme de *pædomorphose*¹ ; accélération, prédéplacement et hypermorphose déterminent des morphologies « sur-développées » et sont regroupés sous le terme de *péramorphose*².

Il est important de ne pas confondre le taux de croissance d'un organe avec la durée de la croissance. Le retard de la fin de développement (= hypermorphose) est différent du taux de croissance ralenti (= néoténie) : c'est une prolongation de la durée de croissance telle que la fin du développement chez le descendant survient plus tard que chez l'ancêtre. Ralentissement et accélération sont des concepts de taux, tandis que début et fin de développement sont des concepts de durée. La confusion entre ces deux concepts est responsable de l'une des erreurs la plus commune concernant l'évolution humaine consistant à affirmer que cette évolution est une néoténie par rapport à l'ontogenèse des grands singes. La néoténie est caractérisée par un taux de croissance ralenti, et la croissance de l'homme n'est, d'un point de vue relatif, pas plus lente que celle des grands singes. La croissance de l'homme dure plus longtemps, la fin de son développement, sa maturité sexuelle sont plus tardives ; il s'agit d'un processus péramorphique, l'hypermorphose, qui est responsable de quelques traits caractéristiques comme l'expansion du cerveau, la longue période d'apprentissage, la maturité sexuelle tardive, la longue durée de vie... D'autres traits, comme la réduction du système pileux, relèvent cependant de la néoténie. On peut alors parler d'hétérochronies en mosaïque.

La sous-classe des ratites, oiseaux coureurs au sternum dépourvu de bréchet et dont l'autruche est un représentant typique, est un exemple d'hétérochronie en mosaïque. Les ailes réduites et le plumage duveteux relèvent de processus *pædomorphiques*, tandis que l'augmentation de la taille corporelle et de la robustesse des membres inférieurs témoignent de processus *péramorphiques*.

La figure 13.54 p. 554 illustre les six voies de l'hétérochronie de développement appliquées à un organisme hypothétique dont la taille corporelle est représentée par un cercle vide, la taille de la bouche par un cercle plein, et un caractère par des épines dont le nombre varie de 0 à 8. L'ontogenèse de l'ancêtre est caractérisée par quatre stades morphologiques, de A à D, dont la durée est proportionnelle à la longueur du rectangle. On constate sur ce schéma récapitulatif que :

- la bouche de l'ancêtre montre une allométrie positive car sa taille, relative à celle de l'organisme, augmente,
- pour les hétérochronies locales, seule la taille de la bouche change alors que dans le cas des hétérochronies globales c'est l'ensemble des trois caractères qui est modifié,
- les péramorphoses (accélération, hypermorphose et prédéplacement) sont caractérisées par une bouche plus grande par adjonction d'un cinquième stade dans le cas des hétérochronies globales,
- les *pædomorphoses* (néoténie, progénèse et postdéplacement) sont caractérisées par une bouche plus petite par omission du quatrième stade dans le cas des hétérochronies globales,
- dans le cas des *pædomorphoses* globales la fin du développement présente un stade morphologique identique

¹ = morphologie infantile.

² = morphologie « ultérieure » ou sénile.

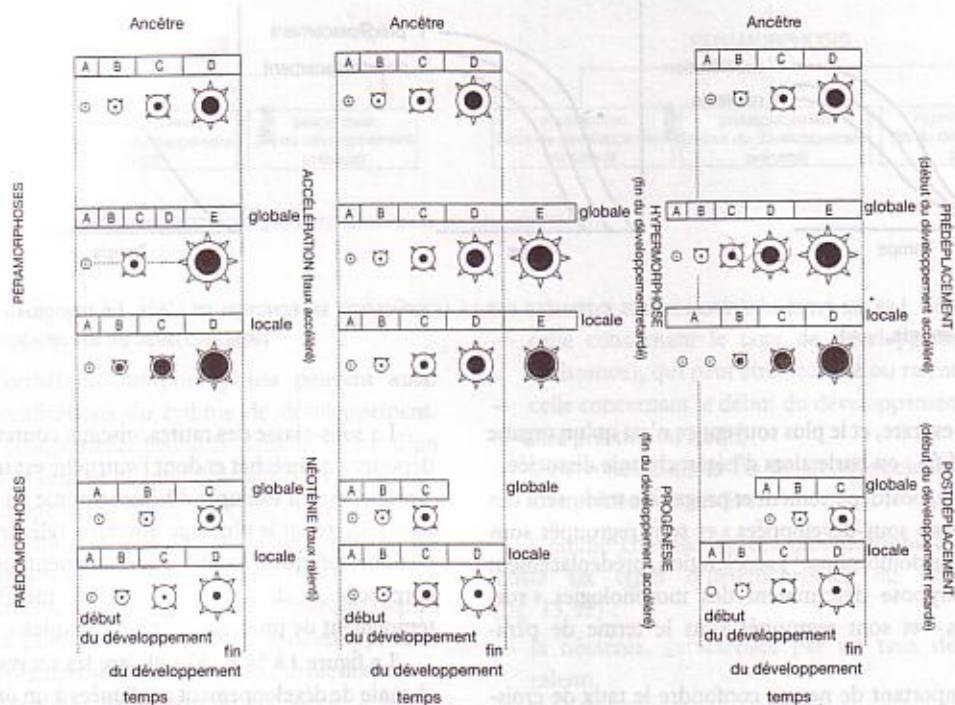


FIGURE 13.54. TABLEAU RÉCAPITULATIF DES SIX MÉCANISMES POUVANT MODIFIER UNE FORME ANCESTRALE PAR HÉTÉROCHRONIE DU DÉVELOPPEMENT (Voir texte).

(stade C de l'ancêtre) obtenu par ralentissement du taux de croissance pour la néoténie, fin de développement précoce pour la progenèse et début de développement tardif pour le postdéplacement.

La détermination de l'un des six processus d'hétérochronie responsable de la dérive ontogénique exige une bonne connaissance de l'âge des individus. Relativement aisée à acquérir pour des organismes actuels, cette donnée est beaucoup plus difficile à estimer pour des organismes fossiles. C'est la taille qui est le critère le plus utilisé (fig. 13.55). Chez *Cardium plicatum*, un mollusque lamelli-branche, le jeune mesure environ 5 mm et l'adulte 17 mm. *C. fitoni* mesure environ 35 mm. Si les vitesses de croissance des deux morphologies étaient à peu près les mêmes, la forme juvénile de *C. fitoni* doit avoir résulté d'une néoténie : en temps absolu, ce serait le développement du nombre de côtes qui a été ralenti. Si, par contre, l'adulte de *C. fitoni* avait mesuré 5 mm, nous aurions plutôt conclu à une progenèse : il aurait alors eu la forme et la taille d'une forme ancestrale juvénile, ce qui eut suggéré qu'il procréait à un stade plus précoce.

En paléontologie, la règle est donc de considérer comme paedomorphe une forme adulte qui ressemble à un ancêtre juvénile, et ensuite d'attribuer cette morphologie à une néoténie si le descendant a, au moins, la taille de l'ancêtre et à une progenèse si le descendant a la taille de l'ancêtre juvénile.



FIGURE 13.55. UN EXEMPLE DE NÉOTÉNIE. a = *Cardium plicatum* juvénile (5 mm) ; b = *Cardium plicatum* adulte (17 mm) ; c = *Cardium fitoni* descendant de *C. plicatum* (35 mm).

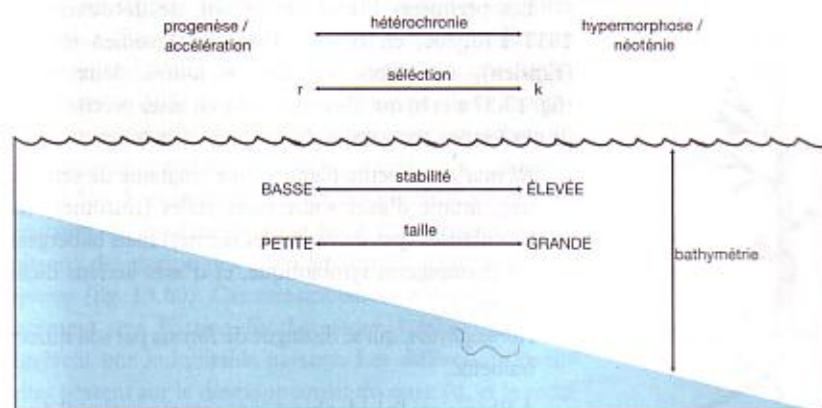


FIGURE 13.56. LES RELATIONS ENTRE LES STRATÉGIES ADAPTATIVES, LA TAILLE DES INDIVIDUS, LA BATHYMÉTRIE ET LES HÉTÉROCHRONIES DE DÉVELOPPEMENT.

Étant donné que les hétérochronies de développement sont des processus favorisant une variabilité rapide au sein d'une population, il est évident que leurs rôles dans la spéciation est important. La création de nouveaux clades, ou macroévolution, peut être réalisée pendant des durées géologiques relativement brèves car, dans les processus d'hétérochronie, des variations génétiques mineures entraînent des variations morphologiques importantes.

Les observations paléontologiques nous montrent que les individus fondateurs d'un clade sont souvent des organismes de petite taille qui apparaissent dans des milieux côtiers. Dans le milieu marin les stratégies adaptatives, la taille des organismes, les hétérochronies de développement et la bathymétrie du milieu peuvent être associées dans un schéma global (fig. 13.56). De nombreux taxons fossiles (trilobites, oursins, bryozoaires, foraminifères, ammonites...) présentent des lignées qui se sont diversifiées dans des environnements instables de faible bathymétrie, à partir d'espèces à stratégie *r* (petite taille, maturité sexuelle précoce, population abondante) grâce à des processus d'hétérochronie relevant de la progenèse ou de l'accélération (p. 529). Puis ces lignées ont évolué dans des milieux plus ouverts en adoptant une stratégie *K* (grande taille, longévité accrue, petite population) résultant de processus d'hétérochronie comme l'hypermorphose.

3. Quelques grandes étapes dans l'histoire de la biosphère

Au début du Cambrien, à Burgess Pass, presque la totalité des grands plans d'organisation du règne animal sont présents. La vie est aquatique et les continents sont déserts. Lors des cinq cents derniers millions d'années, le dernier neuvième de l'histoire de la Terre, l'évolution de la

biosphère peut se résumer à la conquête de nouveaux milieux, à quelques crises majeures et à l'acquisition d'anatomies morpho-fonctionnelles spécialisées. Il est important de souligner que les caractéristiques essentielles de la biosphère existent depuis la base de l'ère primaire, et que la suite de l'histoire de la vie ne consistera qu'en quelques variations mineures sur un thème fondamental depuis longtemps forgé.

3.1 LA CONQUÊTE DU MILIEU CONTINENTAL

Les organismes qui se sont diversifiés dans les mers et dans les océans du Cambrien vont remonter les rivières et envahir les lacs à partir du Silurien. Ce changement de milieu nécessitera une première acquisition physiologique : l'osmorégulation qui permet de passer d'un milieu d'eau salée à un milieu d'eau douce. Les poissons marins sont hypotoniques par rapport à l'eau de mer et perdent constamment de l'eau par osmose à travers l'épithélium des branchies, tandis que les poissons d'eau douce sont hypertoniques par rapport à leur milieu, gagnent de l'eau et perdent régulièrement des électrolytes au cours de l'excrétion.

Au Dévonien, lorsque la couche d'ozone protectrice est enfin importante, les animaux franchissent la barrière de l'interface eau-atmosphère. Mais ils ont été précédés dans cette conquête des continents par les végétaux, ce qui est préférable lorsque l'on est consommateur.

3.1.1 LES VÉGÉTAUX

Dès l'Ordovicien, les premières Hépatiques (Bryophytes) et les premières Ptéridophytes se lancent probablement à l'assaut des continents. Ont-elles été accompagnées par des champignons et des lichens ? Cette conquête a-t-elle été un phénomène unique ou s'est-elle reproduite plusieurs fois et en plusieurs endroits ? Les archives paléontologiques restent, pour l'instant, muettes.

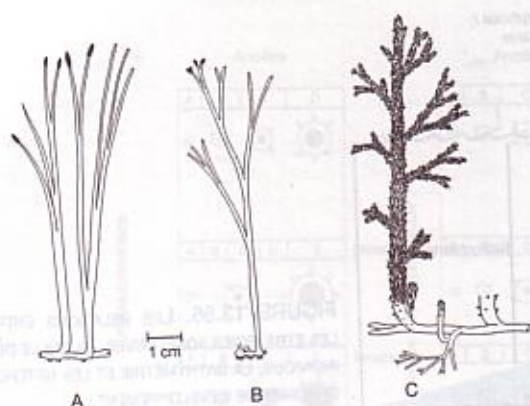


FIGURE 13.57. DEUX PTÉRIDOPHYTES (ANCIENNEMENT APPELÉES PSILOPHYTES) ET UNE LYCOPODIALE DE L'EMSIEN D'ÉCOSSE. a = *Rhynia*; b = *Horneophyton* avec son rhizome bulbeux; c = *Asteroxylon*.

Ce n'est qu'à partir du Silurien supérieur (Ludlow, - 430 Ma) que les premiers restes indubitables de plantes terrestres sont fossilisés. Lorsque les conditions de fossilisation ont été favorables on peut même identifier des spores groupées par quatre (tétrades méiotiques) dont la paroi incrustée de sporopollenine témoigne de la résistance à la dessiccation. Dans le Pays de Galles ont été trouvés *Tortilicaulis*, une Bryophyte, et *Cooksonia*, une Ptéridophyte, c'est-à-dire le plus ancien Cormophyte ou plante vasculaire. Puis il faut attendre le Dévonien basal pour trouver en Australie :

- *Baragwanathia*, une Lycopodiale,
- *Protosalvinia*, dont on ne sait si c'est une algue ou une plante terrestre, et dont l'attribution systématique soulève de vives discussions lorsque l'on recherche les formes de transition entre les Algues et les Cormophytes.

Ce sont les Ptéridophytes, ou Cryptogames vasculaires, qui seront les conquérants les plus efficaces de la terre ferme. Caractérisés par un appareil végétatif différencié en racines, tiges et feuilles – le cormus –, ils s'opposent aux Métaphytes inférieurs ou Thallophytes, dotés d'un thalle. Les organes sont vascularisés, mais les tissus conducteurs restent primitifs. Ces premiers colonisateurs sont caractérisés par une phase sporophytique (plante feuillée à 2 n chromosomes) et une phase gamétophytique (prothalle haploïde) équivalentes.

Les premières Ptéridophytes ont été découvertes en 1917 à Rhynie, en Écosse. Dans le Dévonien inférieur (Emsien), une flore silicifiée a fourni deux genres (fig. 13.57 a et b) qui illustrent de façon assez précise l'allure de ces formes ancestrales des plantes vasculaires :

- *Rhynia*¹, une petite plante d'une vingtaine de centimètres, munie d'axes souterrains étalés (rhizomes) non vascularisés (pas de véritables racines) mais hébergeant un champignon symbiotique, et d'axes aériens dichotomes,
- *Horneophyton*, qui se distingue de *Rhynia* par son rhizome bulbeux.

À Rhynie ces Ptéridophytes sont accompagnées d'*Asteroxylon*, un représentant des Lycopodiales (fig. 13.58 c), dont l'anatomie est plus complexe (vascularisation par exemple).

Puis, succédant à ces plantes herbacées pionnières, les Lépidodendrales² apparaîtront au Dévonien supérieur. Ce sont les premiers arbres, qui peuvent atteindre la hauteur respectable de 30 mètres et qui formeront l'élément floristique de base de la grande forêt houillère du Carbonifère. La colonisation du milieu continental par les végétaux est alors générale.

Si les premiers Métaphytes et Métazoaires ont pu être contemporains au Protérozoïque (vers 1 Ga ?), l'explosion des plans d'organisation du règne animal, au Cambrien, a largement précédé celle des plans d'organisation du règne végétal : les Métaphytes n'élaboreront leur disparité qu'au Dévonien, et sur le continent.

3.1.2 LE MONDE ANIMAL

Les représentants du monde animal qui se sont lancés à la conquête des continents appartiennent à différents taxons. Chez les Arthropodes, les premiers Myriapodes et des Arachnides primitifs sont connus dès le Silurien, les premiers insectes aptérygotes au Dévonien inférieur. Chez les Mollusques, ce sont uniquement les gastéropodes palmonés qui réaliseront cette « sortie de l'eau ». Si quelques vers se sont probablement aussi lancés dans l'aventure, ils n'ont malheureusement aucun témoin fossile. Une des grandes réussites de la conquête des continents, avec les Arthropodes, est l'apanage des Vertébrés.

Les plus anciens tétrapodes connus sont des amphibiens primitifs, les Stégocéphales. Ce groupe hétéroterme qui doit son nom à la morphologie de son crâne plat et épais (« crâne en toit »), possède des membres en position

¹ anciennement classée dans les Psilophytales, taxon mosaïque aujourd'hui abandonné.

² = « arbres à écailles », dont *Lepidodendron* est une des espèces les plus connues.

latérale par rapport au tronc, à la différence des vertébrés aquatiques (fig. 13.58). C'est dans les Vieux Grès Rouges du Groenland, datés du Dévonien supérieur, que furent découverts en 1931 les restes d'*Ichthyostega*, dont l'anatomie un peu surprenante associe des membres marcheurs à une nageoire caudale semblable à celle d'un poisson (fig. 13.59). L'examen des caractères squelettiques établit beaucoup de similitudes entre les *Ichthyostegalia* et les poissons du groupe des Ostéolépiformes comme *Eusthenopteron* (fig. 13.60). Ces ressemblances n'impliquent pas forcément une filiation *Eusthenopteron*-*Ichthyostega*, mais suggèrent une indubitable parenté. Les différences essentielles portent sur le développement du museau, et le recul corrélatif des yeux, et la transformation des nageoires paires en membre marcheur appelé chiridium (de mot grec désignant la main).

La structure du chiridium a longtemps été représentée par un archétype, le membre pentadactyle. Cette conformation à cinq doigts, fréquente chez les tétrapodes, absente chez les poissons, et à laquelle nous sommes tellement habitués, n'est cependant pas la règle. En 1984, la découverte de *Tulerpeton*, un tétrapode archaïque du Dévonien supérieur, qui possède six doigts à chacun de ses membres, puis en 1990, la révision du genre *Ichthyostega* qui lui accorde sept doigts sur la patte postérieure infirment le concept d'archétype pentadactyle. Mieux encore, *Acanthostega*, un cousin d'*Ichthyostega* et habitant lui aussi les Vieux Grès Rouges du Groenland, exhibe une patte antérieure à huit doigts ! La conclusion est inéluctable : on ne connaît que trois tétrapodes dévoniens, et aucun n'est doté de membres à cinq doigts. La pentadactylie est probablement issue d'un processus de stabilisation à partir d'un nombre de doigts plus grand.

Parmi les premiers tétrapodes seul *Ichthyostega* semble avoir vraiment conquis le continent. *Acanthostega* possède en effet un radius plus long et plus mince que le cubitus (structure inverse de celle de tous les autres tétrapodes). Du fait de cette différence de longueur, l'articulation du poignet, qui ne pouvait guère se plier, ne pouvait pas servir à la sustentation du corps. Le membre d'*Acanthostega* ressemblait donc davantage à une pagaie, et les premiers tétrapodes vivaient dans l'eau.

Des études anatomiques, commencées dans les années 1950 et reprises dans les années 1990, permettent de préciser la filiation des premiers tétrapodes (fig. 13.61 p. 558). Ils descendent certainement des Sarcoptrygiens¹, des poissons à nageoires charnues, renforcées par un squelette in-



FIGURE 13.58. LE SCHÉMA DE LA POSITION DU MEMBRE LOCOMOTEUR CHEZ UN INDIVIDU AQUATIQUE (a) ET CHEZ UN TÉTRAPODE PRIMITIF (b).



FIGURE 13.59. UNE RECONSTITUTION D'*ICHTHYOSTEGA* (x 0,1).

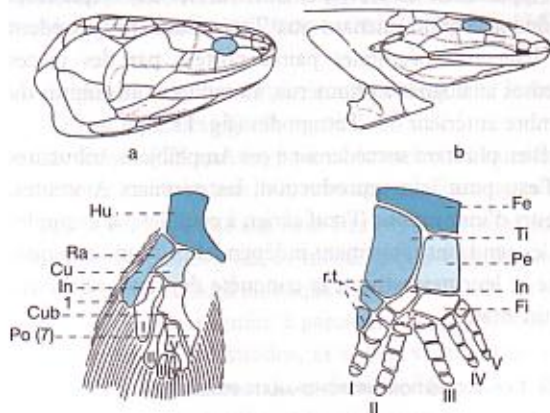


FIGURE 13.60. LA COMPARAISON DES CRÂNES ET DES MEMBRES D'*EUSTHENOPTERON* (a) ET D'*ICHTHYOSTEGA* (b). Sur les crânes sont illustrés les limites des os dermiques et le tracé des canaux sensoriels, ainsi que les premiers éléments de la ceinture scapulaire d'*Ychthyostega* le membre antérieur d'*Eusthenopteron* est comparé au membre postérieur d'*Ichthyostega* ; notons que dans cette reconstitution de Jarvik (1952) un sixième doigt est représenté sous forme de rayons tibiaux (r.t.).

terne dont les os s'articulent les uns par rapport aux autres, comme dans la patte des tétrapodes. Ce taxon n'est plus aujourd'hui représenté que par deux groupes :

- les dipneustes, Sarcoptrygiens d'eau douce de l'hémisphère austral capables de respirer à l'air libre,
- le Cœlacanthe, poisson de mer profonde, cantonné dans des zones très limitées de l'océan Indien.

¹ du grec σαρκοζ = sarkos, chair et πτερον = pteron, aile.

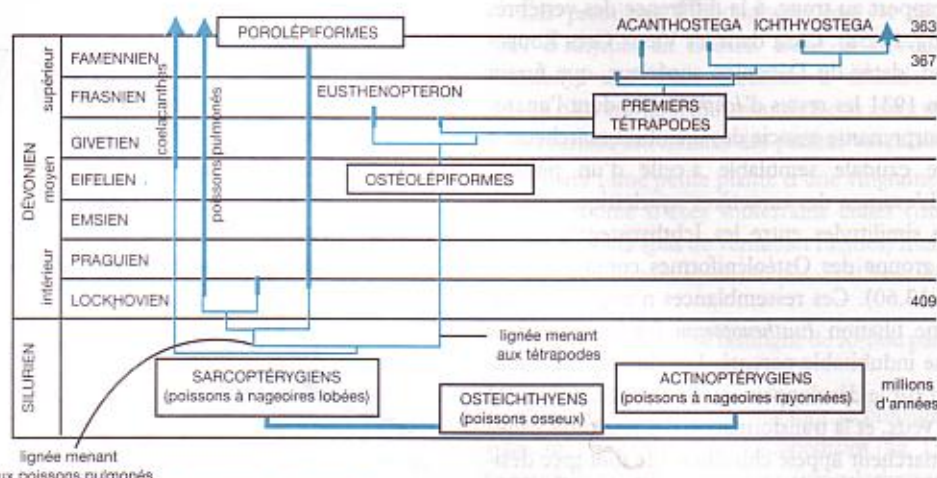


FIGURE 13.61. LA PHYLOGÉNÈSE DES PREMIERS TÉTRAPODES.

Apparaissant au Dévonien inférieur, les Ostéolepiformes jalonnent la route menant aux Tétrapodes. Ils possèdent des nageoires pectorales paires portées par des pièces osseuses analogues à l'humérus, au radius et au cubitus du membre antérieur des Tétrapodes (fig. 13.60a).

Bien plus tard succéderont à ces Amphibiens, tributaires de l'eau pour leur reproduction, les premiers Amniotes, auteurs d'innovations (l'œuf aérien à coquille par exemple) qui les rendront totalement indépendants du milieu aquatique et leur permettront la conquête de vastes territoires continentaux.

3.1.3 LES ACQUISITIONS MORPHO-ANATOMIQUES

Le passage à la vie terrestre implique deux acquisitions morpho-anatomiques fondamentales.

- La première se résume à un problème de plomberie, de tuyauterie. Si, dans le milieu marin les échanges trophiques entre l'organisme et son milieu peuvent directement se réaliser au travers des membranes cellulaires, il n'en est pas de même dans le cadre d'une existence à l'air libre. L'internalisation des fonctions et des sites d'échanges entraîne la nécessité d'une circulation distributive interne.

- La seconde concerne le problème de stature. Si, dans le milieu marin la poussée d'Archimède compense la force de gravité, elle est malheureusement très réduite, vu la densité de l'air, à la surface des continents : le squelette s'impose si l'on ne veut pas ressembler aux méduses échouées sur la plage.

Alors que les Vertébrés possédaient à l'origine ces deux acquisitions, le monde végétal a dû inventer :

- les vaisseaux, qui permettent de véhiculer sève brute et sève élaborée,

- la lignine, qui en rigidifiant la paroi cellulaire permet le port dressé, atout majeur pour la capture de l'énergie lumineuse.

La lignification assure des fonctions de soutien, grâce à la rigidification de la paroi cellulosique, et des fonctions de conduction, en s'opposant au collapsus cellulaire lors du transfert de la sève brute aspirée en permanence vers les parties aériennes.

La géométrie de la vascularisation qui est simple chez *Rhynia*, devient plus complexe chez *Asteroxylon* : cylindrique (protostèle) dans les parties raméales supérieures, elle devient étoilée (actinostèle) dans les parties plus âgées, puis creuse (siphonostèle) dans les parties les plus basses (fig. 13.62).

Mais d'autres contraintes surgissent lorsque l'on quitte le milieu aquatique : elles relèvent de la climatisation. La variabilité thermique et la dessiccation constituent un problème vital pour un vertébré terrestre ou un arbre, mais qui ne se pose pas pour un poisson ou une algue. Les premiers tétrapodes sont apparus sous des climats chauds et ont résolu ce problème par des acquisitions physiologiques. Les végétaux, quant à eux, ont inventé la cuticule cireuse et le parenchyme cortical à cellules jointives pour répondre à ces difficultés.

Pour la reproduction, les végétaux s'affranchiront rapidement du milieu aquatique en inventant des organes de protection : le sporangium sur le sporophyte (2n chromosomes) où s'effectue la réduction chromosomique, l'archégone et l'anthéridie sur le prothalle (gamétophyte à n chromosomes) où s'effectue une fécondation interne. Les premiers tétrapodes, par contre, conserveront une « double-vie » d'amphibien : conquérir la terre ferme, mais retourner à l'eau pour se reproduire.

3.2 LA CONQUÊTE DU MILIEU AÉRIEN

Le vol, et tout particulièrement celui de l'oiseau, a toujours fasciné les hommes. Du mythe d'Icare au vol du Concorde, se déplacer dans l'air a suscité maintes réflexions autant philosophiques que technologiques. Mais bien avant l'apparition de l'Homme, des représentants de la biosphère se sont lancés à la conquête du milieu aérien. L'aile, en tant qu'organe de locomotion, est apparue à quatre reprises au moins au cours de l'histoire de la vie :

- chez les insectes paléozoïques,
- chez les reptiles mésozoïques,
- chez les oiseaux,
- chez les chiroptères.

La conquête du milieu aérien, en faisant voler du « plus lourd que l'air » consiste à résoudre quelques problèmes liés à des contraintes physiques et aérodynamiques.

3.2.1 LE VOL ET SES CONTRAINTES PHYSIQUES

Le vol, déplacement volontaire et actif dans les trois dimensions de l'espace, implique la réalisation simultanée de trois fonctions élémentaires : la sustentation, la propulsion et l'équilibration.

La sustentation, qui permet à un animal de se maintenir dans le milieu moins dense qui l'entoure, nécessite la création de forces mécaniques capables de lutter contre la force de gravité. La solution passive, qui utilise la poussée d'Archimède, si elle est largement utilisée dans le milieu aquatique (i.e. vessie natatoire des poissons), ne joue qu'un rôle auxiliaire chez les animaux aériens (pneumatisation des os, sac aérifère des insectes...). La sustentation active, quant à elle, nécessite une dépense d'énergie pour produire une poussée dirigée de haut en bas, suffisante pour équilibrer le poids de l'animal.

La propulsion répond à la nécessité de se mouvoir dans l'air horizontalement. Dans les machines volantes créées par l'homme la propulsion est toujours indépendante de la sustentation : elle est assurée par un propulseur (hélice ou turbine). Chez les animaux le mouvement circulaire étant impossible, il est remplacé par des mouvements cycliques, et c'est le même organe, l'aile, qui assure simultanément les fonctions de sustentation et de propulsion.

L'équilibration est la fonction de contrôle du vol, équilibre complexe entre de nombreuses forces. La stabilité de l'animal volant concerne les trois dimensions de l'espace, matérialisées par les trois axes de roulis, de tangage et de lacet. L'*Archaeopteryx* et certains Ptérosaures primitifs avaient un long empennage qui leur procurait une très forte stabilité en tangage.

Pour voler, l'animal doit donc vaincre deux forces (fig. 13.63a, p. 560) :

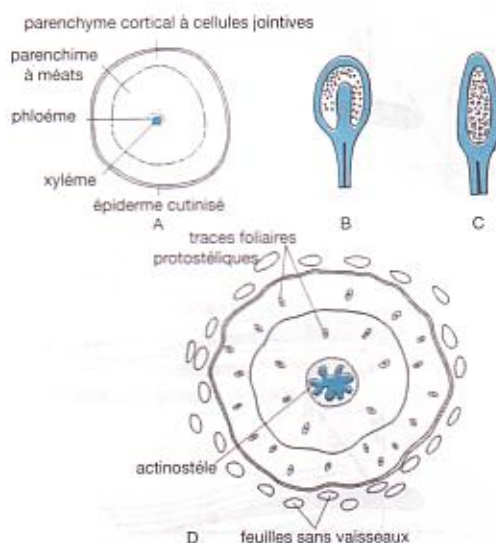


FIGURE 13.62. LES COUPES TRANSVERSALES DE L'AXE AÉRIEN DE *RHYNIA* (a) ET D'*ASTEROXYLON* (d) ET LES COUPES LONGITUDINALES DU SPORANGE DE *RHYNIA* (b) ET D'*HORNEOPHYTON* (c). (Voir fig. 13.57).

- la gravité (G), qui l'attire constamment vers le bas et qui est équilibrée par la portance (P),
- la traînée (T), qui s'oppose constamment à sa progression horizontale dans l'air, vaincue par la force propulsive.

La portance d'une aile peut être expliquée en considérant deux particules d'air, de même vitesse v et pression p , qui se séparent au bord d'attaque de part et d'autre du profil (fig. 13.63b). Le chemin à parcourir est plus long sur l'extrados que sur l'intrados, et si l'on veut que les deux particules se rejoignent au bord de fuite, il faut que le fluide se déplace plus vite à l'extrados (v_1) qu'à l'intrados (v_2). Comme les deux particules d'air avaient la même vitesse et pression au bord d'attaque, on en déduit par application du principe de Bernoulli que :

$$p_1 + 1/2 \rho v_1^2 = p_2 + 1/2 \rho v_2^2$$

Il y a donc surpression à l'intrados par rapport à l'extrados, proportionnelle à la différence du carré des vitesses entre les deux. Cette surpression est à l'origine de la portance.

L'aile oppose aussi une résistance au déplacement, ce qui se traduit par la force T appelée traînée, et le bon profil d'aile est celui qui assure la plus grande portance pour une traînée minimale. Lorsque l'angle d'incidence est faible, l'écoulement du fluide autour de l'obstacle est laminaire. Au fur et à mesure que la vitesse augmente, des tourbillons se forment sur l'arrière de l'aile. Si l'angle d'incidence augmente la portance croît mais plus encore la traînée, et finalement l'aile décroche quand l'écoulement des filets d'air sur l'extrados devient turbulent au lieu de rester laminaire (fig. 13.63 c et d).

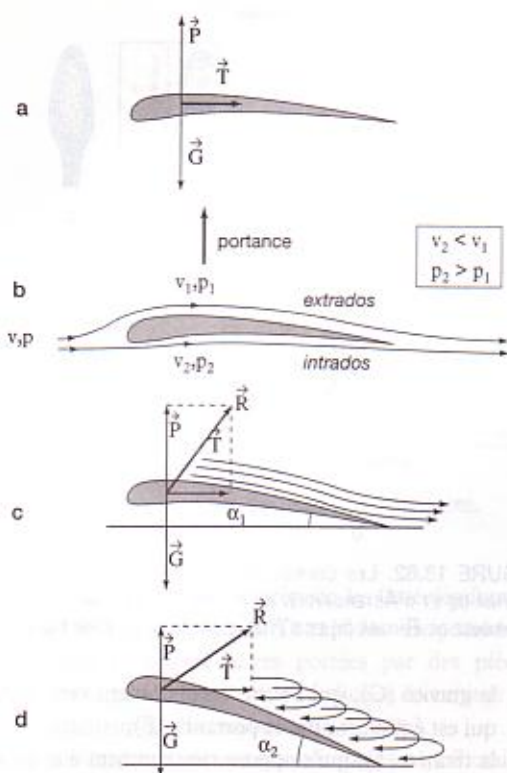


FIGURE 13.63. L'AILE. a = coupe parasagittale montrant les forces de gravité ($\vec{W}$), de portance ($\vec{P}$) et de traînée ($\vec{T}$) ; b = l'écoulement de l'air autour de l'aile (voir texte) ; c = pour un angle d'incidence modéré, l'écoulement est laminaire, la portance maximale et la traînée minimale ; d = pour un angle d'incidence élevé, l'écoulement est turbulent, la portance diminue fortement et la traînée augmente (l'aile décroche).

3.2.2 LA SOLUTION DE L'AILE

L'aile des insectes est une expansion latéro-dorsale du thorax. Elle est composée de deux feuillets de cuticule étroitement accolés l'un à l'autre et armés de nervures. Les nervures principales restent ouvertes sur le corps et contiennent de l'hémolymphe sous pression qui la rigidifie. Les insectes primitifs possèdent deux paires d'ailes, mais certaines adaptations font que :

- l'aile antérieure peut s'épaissir pour donner un élytre protecteur (Coléoptères),
- l'aile postérieure peut se transformer en stabilisateur (balancier) qui fonctionne comme un gyroscope (Diptères).

L'aile des vertébrés, qui est apparue à différentes époques et dans différents taxons, est le résultat de profondes modifications du membre antérieur et plus particulièrement de la main (fig. 13.64). Chez les ptérodactyles, quatre doigts persistent et trois d'entre eux, chacun terminé par

une griffe, sont restés libres, tandis que le quatrième doigt, dépourvu de griffe et qui soutient la membrane alaire, possède des phalanges très allongées. Chez les Chiroptères, le pouce rudimentaire seul est libre, tandis que les autres doigts, dont les phalanges sont très allongées, servent exclusivement à tendre la membrane alaire.

Chez les oiseaux (fig. 13.64d), le cubitus (ou ulna) est plus fortement développé que le radius, et sert de point d'appui aux rémiges. Le carpe ne possède plus que deux rangées d'os par fusion des carpiens. Le deuxième métacarpe est le plus fortement développé et se prolonge par un doigt à phalanges aplaties. Le premier doigt, très court, porte l'alula, petit gouvernail qui se trouve sur le bord antérieur de l'aile.

L'aile est normalement développée chez tous les oiseaux, même chez les espèces qui ne volent plus. Chez les Spénisciformes (Manchots), l'aile, dépourvue de rémiges, est transformée en palette natatoire qui leur permet de nager sous l'eau avec aisance.

3.2.3 LES PERFECTIONNEMENTS DE L'AILE

La surface alaire est une caractéristique essentielle pour la sustentation de l'animal volant. Chez tous les vertébrés aériens une surface portante située en position antérieure,

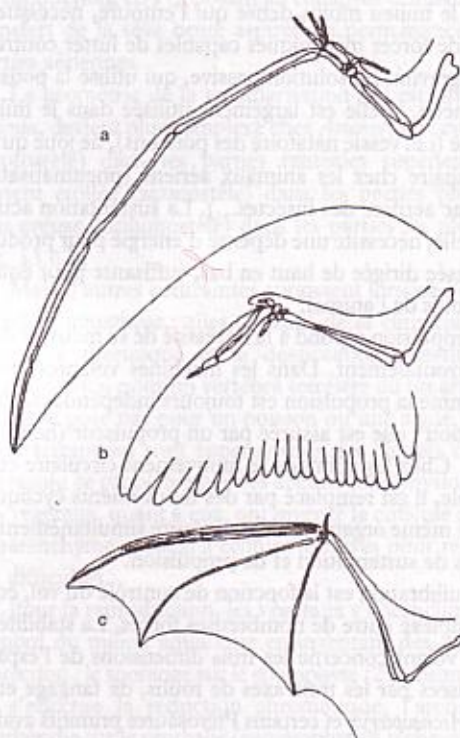


FIGURE 13.64. LES DIFFÉRENTS TYPES D'AILES DES VERTÉBRÉS. a = *Pteranodon* (reptile) ; b = oiseau ; c = chauve-souris (chiroptère).

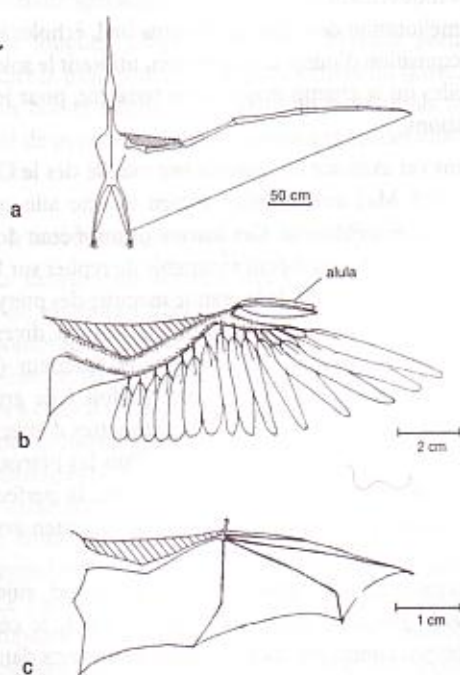


FIGURE 13.65. LE PROPATAGIUM CHEZ *PTERANODON INGENS* (a), L'OISEAU (b) ET LA CHAUVÉ-SOURIS (c).

le propatagium, participe à cette augmentation de surface (fig. 13.65). Le propatagium contribue, en outre, à deux autres améliorations significatives du vol :

- il déplace le point d'ancrage des forces à l'aplomb du centre de gravité, et améliore la stabilité du vertébré volant (fig. 13.66),
- il permet de modifier la géométrie de l'aile lors de l'atterrissage et agit ainsi comme les aérofoils de l'aile des avions.

Le fonctionnement du propatagium a atteint des sommets de sophistication chez les Ptérosaures. Quatre appendices du membre antérieur, un os du carpe transformé (le ptéroïde) et les trois premiers doigts, permettent de modifier la géométrie du propatagium et du bord d'attaque de l'aile (fig. 13.63). *Pteranodon ingens* était capable, à chaque instant de son vol, de contrôler le gauchissement de son propatagium. Aucun oiseau, aucun chiroptère n'en sera capable, et seuls les avions les plus récents présentent une géométrie alaire aussi perfectionnée. C'est probablement la grande efficacité de l'aile du ptéranodon qui a permis à l'un de ses descendants, *Quetzalcoatlus nortropi* du Crétacé texan, de devenir le plus grand animal volant de l'histoire de la Terre avec ses 18 mètres d'envergure.



FIGURE 13.66. LA PRÉSENCE DU PROPATAGIUM DÉPLACE LE POINT D'ANCRAGE DE LA PORTANCE, QUI EST ALORS CONFONDU AVEC LE CENTRE DE GRAVITÉ. P = portance ; T = trainée ; r = résultante ; c = centre de gravité ; a = attache de l'aile.

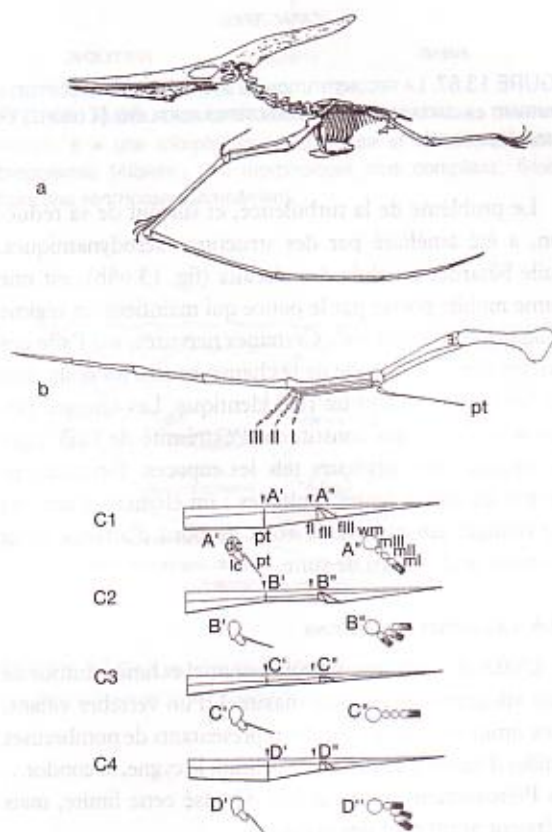


FIGURE 13.63. L'AILE DES PTÉROSAURES. a = *Pteranodon ingens* (Crétacé) ; b = le squelette de l'aile (pt = ptéroïde ; I, II, et III = les trois premiers doigts) ; c = la géométrie du propatagium de *Pteranodon* - c1 = angle d'incidence de l'aile maximal (forte trainée et faible portance sur l'ensemble de la surface alaire) ; c2 = le ptéroïde se relève, ainsi que le doigt I (la trainée s'amenuise et la portance augmente) ; c3 = angle d'incidence minimal (gauchissement minimal du propatagium) ; c4 = gauchissement maximal du propatagium.

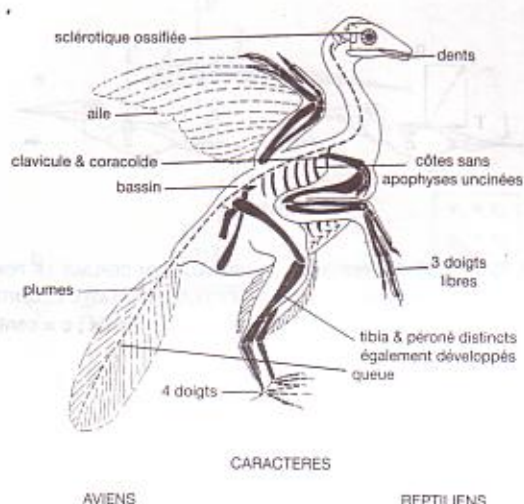


FIGURE 13.67. LA RECONSTITUTION DU SQUELETTE D'ARCHEOPTERYX MONTRANT LA JUXTAPOSITION DE CARACTÈRES REPTILIENS (À DROITE) ET AVIENS (À GAUCHE).

Le problème de la turbulence, et surtout de sa réduction, a été amélioré par des structures aérodynamiques. L'aile bâtarde, ou alula des oiseaux (fig. 13.65b), est une plume mobile portée par le pouce qui maintient un régime laminaire sur l'extrados¹. Certaines nervures, sur l'aile des insectes comme sur celle de la chauve-souris, les poils ainsi que les plumes jouent un rôle identique. Les rémiges primaires écartées, qui constituent l'extrémité de l'aile chez les oiseaux bons planeurs tels les rapaces, fonctionnent comme les ailes à fentes multiples : un élément d'aile (ou une rémige) amont sert de volet de bord d'attaque pour l'élément aval et ainsi de suite.

3.2.4 LES AUTRES ACQUISITIONS

L'effet de taille joue un rôle essentiel et limite autour de vingt kilogrammes le poids maximal d'un vertébré volant. Cette limite est atteinte par des représentants de nombreuses familles d'oiseaux actuelles : le pélican, le cygne, le condor... Les Ptérosaures ont peut-être dépassé cette limite, mais ils étaient avant tout des planeurs.

La conquête du milieu aérien a exigé toute une panoplie d'acquisitions dont :

- l'allègement du squelette par pneumatisation des os,
- la rigidification du squelette par soudure des os,
- le développement de la musculature et de sa structure de fixation, le bréchet,

- le développement du cervelet qui assure la coordination des mouvements,
- l'amélioration des organes des sens (œil, écholocation),
- l'acquisition d'outils d'orientation, utilisant le soleil, les étoiles ou le champ magnétique terrestre, pour les migrations.

Dans cet exercice les insectes ont excellé dès le Carbonifère (325 Ma) avec le plus ancien insecte ailé connu, *Delitzschala bitterfeldensis*. Cet insecte primitif était doté de deux paires d'ailes qu'il était incapable de replier sur le dos au repos, à la différence de la grande majorité des ptérygotes actuels. Les insectes se sont considérablement diversifiés au Carbonifère supérieur et au Permien inférieur (entre 320 et 280 Ma), donnant naissance parfois à de grandes formes qui pouvaient atteindre 70 centimètres d'envergure comme la libellule géante *Meganeura*. Puis les ptérosaures mésozoïques inventent l'aile des vertébrés, la perfectionnant à merveille et se partagent le domaine aérien avec les insectes.

L'avènement des oiseaux reste un grand sujet de discussion. Jusqu'au milieu des années 1980, le célèbre *Archéoptéryx*, connu par six spécimens découverts dans des calcaires lithographiques du Jurassique supérieur de Bavière (- 150 Ma), était considéré comme l'ancêtre de la lignée des Oiseaux. Son squelette montre une juxtaposition de caractères reptiliens et aviens (fig. 13.67). La découverte récente, en Chine, de *Confuciusornis*, *Liaoningornis* et *Chaoyangia*, datés de - 140 Ma, remet en question la date d'apparition des Oiseaux. L'absence de dents (*Archéoptéryx* en avait), la présence d'un bec corné, un crâne d'oiseau... sont autant d'indices qui font penser que l'ancêtre-fondateur de la lignée daterait de - 180 à - 200 Ma. *Protoavis*, un oiseau primitif du Trias supérieur du Texas pourrait jouer ce rôle : malheureusement, il est fossilisé sans empreinte de plumes.

Au Cénozoïque, quelques Mammifères, les Chiroptères, se lanceront à l'assaut du ciel et viendront alimenter, aux côtés des dragons dinosauriens, les angoisses vampiriques des hommes.

3.3 LA CONQUÊTE DU MILIEU PÉLAGIQUE PAR LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES

L'histoire des foraminifères planctoniques (zooplancton unicellulaire à test carbonaté) commence timidement au Jurassique moyen et s'accélère au Crétacé inférieur. Elle est caractérisée par une alternance :

- de périodes de faible densité de population et de forte diversité spécifique,

¹ analogue des volets Handley-Page et Kruger, sur nos avions.

- de périodes de forte densité de population et de faible diversité spécifique.

Les longues périodes de forte diversité permettent d'étudier la paléobiologie et la phylogénèse du taxon, tandis que les brèves périodes de faible diversité, mais de forte densité de population, sont propices aux études biochronologiques.

3.3.1 L'ÉCOLOGIE ET LA DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE

La distribution actuelle des foraminifères planctoniques est un moyen d'interpréter les morphotypes fossiles. De nombreuses espèces sont étroitement inféodées à la température, en particulier celles vivant dans des eaux tempérées à chaudes. Les espèces d'eau chaude sont généralement grandes, possèdent des parois épaisses aux morphologies relativement complexes, et leurs populations sont caractérisées par une grande diversité. Les espèces d'eau froide présentent des morphologies globulaires et leur populations sont moins diversifiées (fig. 13.68).

Le cycle de vie des foraminifères planctoniques est accompagné d'une migration en profondeur variable selon les espèces. Cette migration verticale est directement dépendante de l'ontogénèse : le test des formes adultes est alourdi par épaissement et ajout d'ornementation (pustules, côtes...) et sa stabilité hydrodynamique est renforcée par une morphologie étalée, due à la croissance de carènes. Cette adaptation morphologique permet à l'animal de se maintenir à une certaine profondeur pendant sa phase de reproduction. La densité de l'eau étant dépendante de la température, de la salinité et de la profondeur, la modification de l'un des paramètres peut altérer le cycle de vie.

Un cycle de vie court et superficiel caractérise les espèces de petite taille, morphologiquement simples et peu évoluées. Ces espèces atteignent rapidement leur maturité sexuelle, ont un fort potentiel de reproduction et peu d'exigences trophiques. Elles sont à l'origine de la dispersion dans les eaux superficielles de morphotypes primitifs et peu diversifiés (fig. 13.69). Un cycle de vie long et profond, impliquant une transformation morphologique importante avant la maturité sexuelle, caractérise les espèces de grande taille. La migration à des profondeurs variables selon les espèces permet d'avoir une grande diversité biologique dans une colonne d'eau.

Les signaux paléontologiques suivants peuvent donc être mis en évidence :

- les grands morphotypes complexes sont exclus du plateau continental, car la faible bathymétrie de ce dernier n'est pas compatible avec leur cycle de vie profond,
- la variabilité des paramètres physico-chimiques des eaux de faible bathymétrie accélère la colonisation du

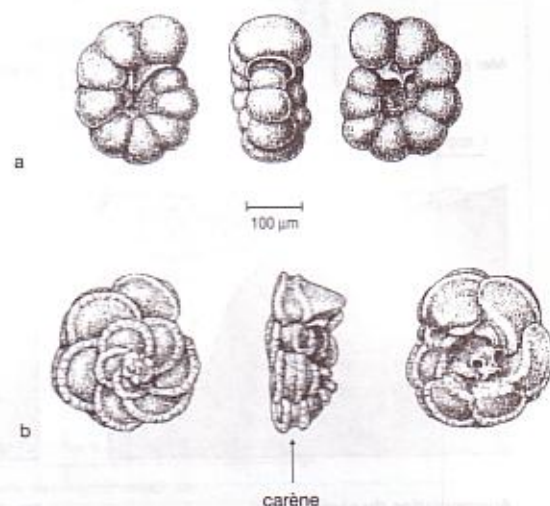


FIGURE 13.68. LA MORPHOLOGIE DES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES. a = une morphologie globuleuse et simple, *Biticinella breggiensis* (Albien) ; une morphologie plus complexe, *Globotruncana ventricosa* (Campanien).

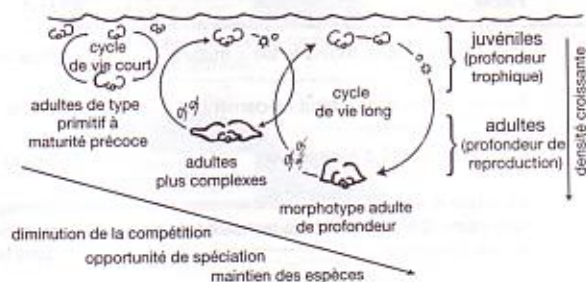


FIGURE 13.69. LES CYCLES DE VIE DES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES ET LA PROFONDEUR DE MIGRATION.

milieu par des morphotypes primitifs (i.e. les mers épi-continentales de hautes latitudes),

- la stratification densimétrique des eaux avantage les morphotypes complexes car elle leur assure un biotope stable.

Les grandes lignes de la variabilité morphologique en fonction de la profondeur sont les suivantes : globulaire → aplatie → carénée biconvexe → carénée plan-convexe. Replacé dans le temps, cet ordre témoigne des tendances évolutives.

Augmentation du niveau marin	Diminution du niveau marin	Oscillations eustatiques
Chaud / stable	Froid / instable	Température/ climat
Océan stagnant	Océan fortement convectif	Dynamique océanique
Peu contrasté	Contrasté verticalement et horizontalement	Gradient de température
Bien stratifiées	Fortement mélangées	Masses d'eau
Faible	Fort	Apport de nutriments
Plus chaud, stable, moins fertile = mature	Plus froid, instable, fertile = immature	ÉCOSYSTÈME
Élevée → biomasse à haut rendement	Faible → gaspillage important	Production primaire
Grande efficacité d'assimilation	Grand effort reproductif	Stratégies de spéciation
Stratégie K = spéciation dans de multiples niches écologiques en eau profonde	Stratégie r = favorise les fortes croissances de population dans les tranches d'eau superficielles	
Nombreuses espèces ; moins d'individus ; cycle de vie plus long ; taille plus grande ; morphotypes complexes (carènes)	Nombre d'espèces réduit ; descendance abondante ; cosmopolites ; cycle de vie plus court ; taille plus petite ; morphotypes simples (type globigérines)	Rythme d'évolution
Maximum de diversité → communautés complexes	Faible diversité → épanouissement brutal d'espèces opportunistes	
Périodes de stabilité comme le Crétacé supérieur	Périodes de recolonisation comme le Crétacé inférieur ou le Paléocène	Enregistrement géologique

FIGURE 13.70. LE MODÈLE DE FISCHER & ARTHUR (1972).

3.3.2 LES STRATÉGIES ÉVOLUTIVES

Les apparitions des différentes espèces de foraminifères planctoniques, leurs radiations adaptatives, ainsi que leurs déclin, sont liés à des modifications de l'écosystème marin, lui-même fortement dépendant des variations eustatiques. Le modèle développé par Fischer & Arthur (fig. 13.70) relie

les variations du niveau de la mer aux conditions climatiques, la dynamique des océans et le potentiel trophique des eaux. La succession de périodes « polytaxiques », à forte diversité spécifique, et « oligotaxiques », à faible diversité spécifique, détermine différents types de stratégies adaptatives.

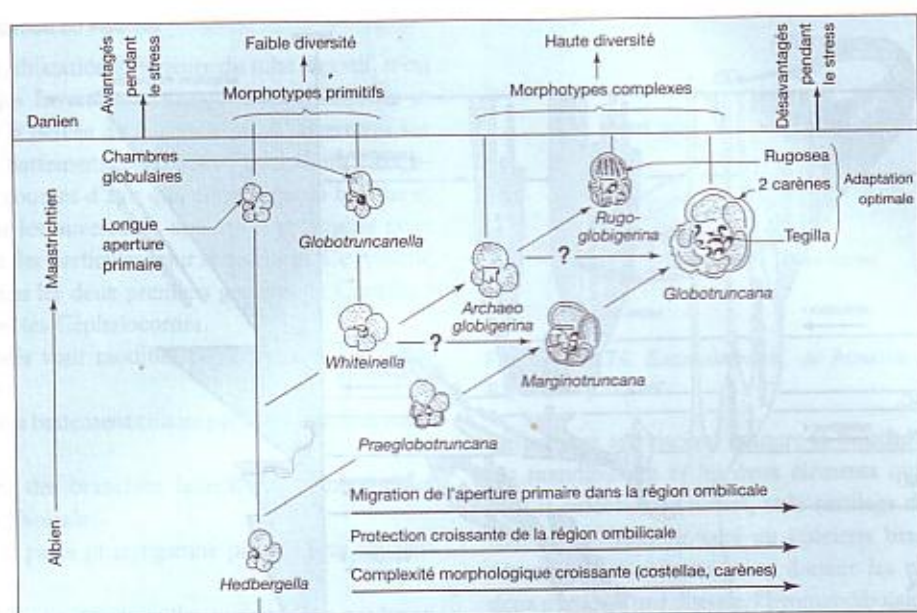


FIGURE 13.71. LES MODIFICATIONS PROGRESSIVES DE LA MORPHOLOGIE DES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.

Pendant les périodes oligotaxiques, le niveau marin est bas, le climat est plus frais, les eaux océaniques sont mieux mélangées, et les ressources trophiques des eaux de surface sont abondantes. Cette situation favorise les espèces primitives à croissance rapide, à fort taux de reproduction et peu exigeantes quant à leur environnement : ce sont des espèces opportunistes à stratégie adaptative de type *r* (p. 529).

Pendant les périodes polytaxiques, le niveau marin est haut, le climat est plus chaud, les eaux océaniques sont stratifiées, et les ressources trophiques sont limitées. Cette situation favorise les espèces à morphologie complexe, qui s'adaptent aux différents biotopes et sont plus efficaces dans le prélèvement des nutriments : ce sont des espèces d'équilibre à stratégie adaptative de type *K* (fig. 13.71).

La colonisation du milieu pélagique par les foraminifères planctoniques est un tableau en cinq actes (fig. 13.72) :

- une première floraison de foraminifères primitifs, les protoglobigérines, au Jurassique moyen,
- une période de rémission à la limite Jurassique-Crétacé, liée à la floraison des calpionelles qui sont en compétition avec les foraminifères,
- la colonisation effective du milieu pélagique par des formes primitives à partir de l'Hauteriviien,
- la colonisation des eaux profondes par des formes évoluées à la fin du Crétacé inférieur,
- la mise en place de la distribution spatio-temporelle des foraminifères, telle qu'elle existe encore de nos jours.

La stratégie évolutive des foraminifères planctoniques

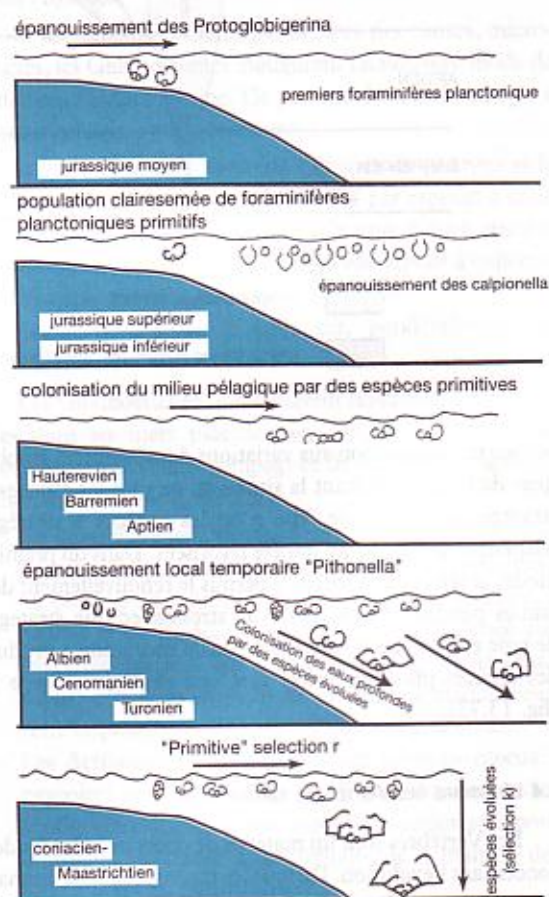


FIGURE 13.72. LES PHASES DE LA COLONISATION DU MILIEU PÉLAGIQUE PAR LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.

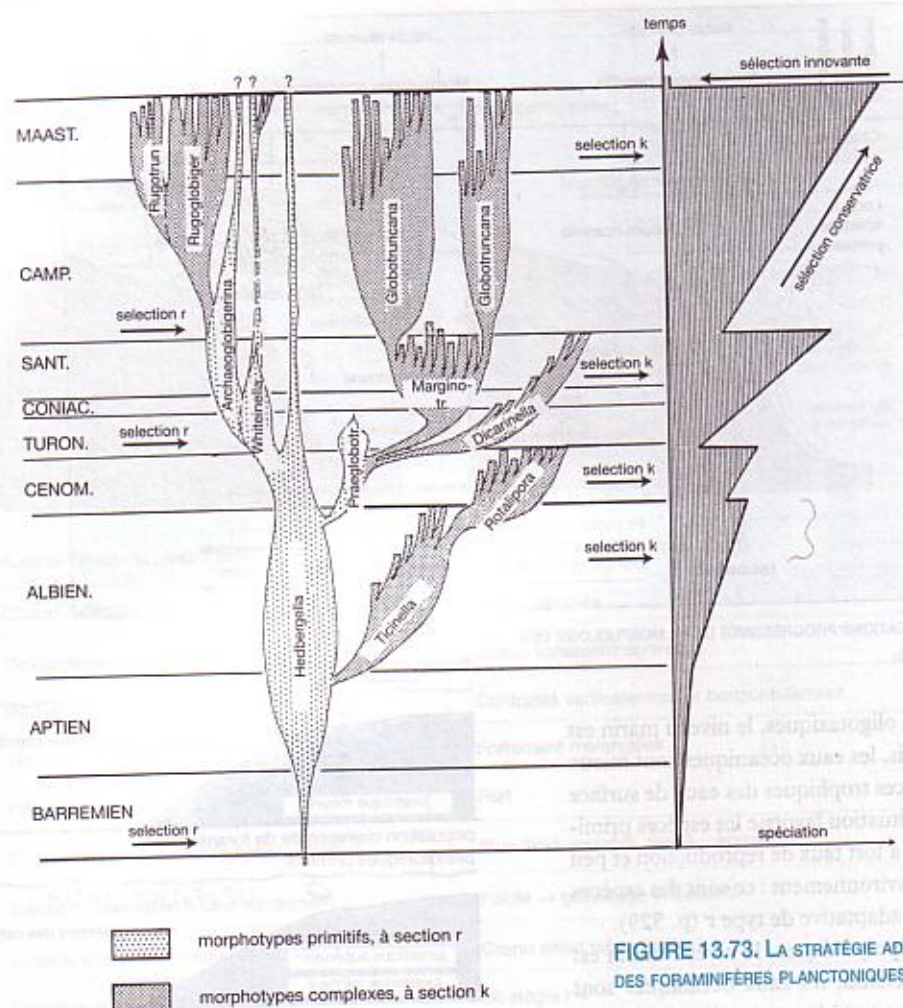


FIGURE 13.73. LA STRATÉGIE ADAPTATIVE ET LA PHYLOGÈSE DES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES AU CRÉTACÉ.

retrace une adaptation aux variations des ressources trophiques de l'océan. Suivant la situation, ce sont les espèces à stratégie adaptative de type r ou les espèces à stratégie adaptative de type K qui ont été favorisées. Dans un premier mode, la sélection naturelle a permis le renouvellement des faunes pendant des périodes de stress avec une stratégie de type r. Dans un deuxième mode, la spéciation a produit des espèces plus complexes avec une stratégie de type K (fig. 13.73).

3.4 L'HISTOIRE DES VERTÉBRÉS TERRESTRES

Les Vertébrés sont un matériel de choix pour les études concernant l'évolution. De tous les taxons du règne animal, c'est celui qui a atteint le degré d'organisation le plus élevé et dont la documentation fossile est l'une des plus riches. Enfin, parce que bien des vertébrés ont une valeur écono-

mique et parce qu'ils sont plus proches de nous que bien d'autres animaux, ils sont étudiés depuis l'Antiquité.

Le sous-embranchement des Vertébrés est caractérisé, entre autres, par :

- un corps fondamentalement subdivisé en trois parties (tête, tronc et queue),
- un corps soutenu par un squelette interne (cartilagineux ou osseux)
- une peau constituée d'un épiderme associé à un derme,
- une musculature squelettique très développée qui assure tous les mouvements (locomotion, digestion...),
- un système nerveux central complexe,
- un appareil circulatoire clos et un cœur musculueux,
- une reproduction exclusivement sexuée,
- des glandes endocrines très développées.

Nous ne pourrions présenter ici que quelques-unes des innombrables « inventions » des Vertébrés.

3.4.1 LA MODIFICATION DU PHARYNX

Le pharynx, dilatation antérieure du tube digestif, n'est pas rare chez les Invertébrés, mais celui des Chordés se caractérise par la percée de chaque côté, d'ouvertures sur l'extérieur. Les battements ciliaires de l'épithélium pharyngien créent un courant d'eau qui, entrant par la bouche et s'échappant par les ouvertures, apporte le dioxygène pour la respiration et des particules pour la nutrition. Ce système se rencontre dans les deux premiers groupes de Chordés : les Urocordés et les Céphalocordés.

Les Vertébrés vont modifier ce pharynx et son fonctionnement en :

- remplaçant le battement ciliaire par la contraction musculaire,
- développant des branchies lamellaires au niveau des ouvertures viscérales,
- soutenant la paroi pharyngienne par des arcs squelettiques.

Plus tard, la conquête du milieu terrestre fera perdre au pharynx sa fonction respiratoire, et le poumon, également dérivé du tube digestif, le remplacera.

3.4.2 L'INVENTION DE LA MÂCHOIRE

Les plus anciens Vertébrés, dont notamment *Anatolepis*, proviennent du Cambrien supérieur d'Amérique du Nord et de l'Ordovicien inférieur d'Australie. Ce sont des animaux dépourvus de mâchoires : des Agnathes¹. Cependant leurs restes se résument à quelques fragments phosphatés de carapace, et il faut attendre l'Ordovicien supérieur pour trouver les premiers spécimens entiers comme *Sacabambaspis* (fig. 13.74). Ces animaux d'une vingtaine de centimètres avaient une carapace constituée de deux disques, des yeux en position très antérieure et de nombreux orifices branchiaux. Le groupe des Agnathes se spécialisera au Silurien et au Dévonien et certaines espèces dépasseront le mètre de longueur.

Alors que dans les classifications traditionnelles les Myxines et les Lamproies, seuls représentants actuels des agnathes, étaient groupées et opposées aux Gnathostomes, les poissons à mâchoires, des études récentes ont montré que les Myxinoïdes constitueraient un groupe primitif indépendant car ils ne possèdent pas de véritables vertèbres.

Les premiers Gnathostomes apparaissent environ 50 Ma après les Agnathes et l'innovation que constitue la mâchoire est une des étapes les plus importantes de l'histoire des Vertébrés. Les mâchoires proviennent de la transformation du deuxième arc viscéral, l'arc hyoïde (fig. 13.75 p. 568).

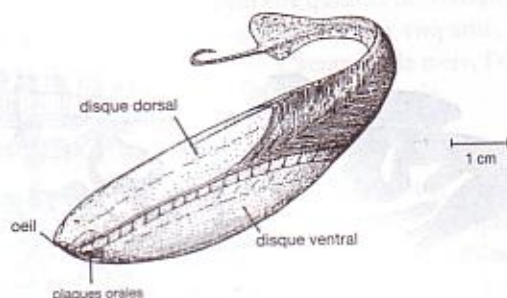


FIGURE 13.74. *SACABAMBASPIS*, UN AGNATHE DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR DE BOLIVIE.

Le premier arc viscéral entoure la bouche ; il est nommé arc mandibulaire et les deux éléments qui le composent sont le palato-carré dorsal, et le cartilage de Meckel, ventral. L'arc hyoïde intégré au squelette branchial chez les Agnathes s'en détache pour donner les mâchoires, avec deux parties, l'une dorsale, l'hyomandibulaire et l'autre ventrale, l'hyoïde.

Si les Agnathes étaient, par la force des choses, microphages, les Gnathostomes inaugurent un nouveau mode de nutrition, la macrophagie. Ce passage de la microphagie à la macrophagie a pour corollaires :

- la disparition de la fonction nutritive du pharynx et la diminution relative de son volume par rapport à celui du corps, puisque la pompe n'a plus à faire circuler autant de litres d'eau que lorsqu'elle servait à collecter les particules alimentaires,
- l'augmentation de la taille car, pondéralement, la collecte de nourriture est plus efficace,

Les Gnathostomes supplantèrent rapidement les Agnathes dans les mers paléozoïques car l'acquisition de la mâchoire a aussi été accompagnée de nombreuses améliorations concernant la mobilité.

- Le développement de nageoires paires, pectorales et pelviennes, qui augmentent la mobilité et permettent au poisson de monter, descendre, tourner à droite, à gauche et de freiner (fig. 13.76 p. 568). Associée aux nageoires dorsales qui jouent le rôle de quille (anti-roulis) et à la nageoire anale qui sert de stabilisateur, cette acquisition en fera de redoutables prédateurs.
- Les Actinoptériens, qui sont des poissons osseux à nageoires rayonnantes (fig. 13.77 p. 568), ont réalisé avec la vessie natatoire une innovation importante pour la nage et s'assurent définitivement de la maîtrise des eaux à la fin du Paléozoïque.

¹ les Agnathes paléozoïques furent autrefois appelés Ostracodermes à cause de leur exosquelette osseux, mais ce terme est tombé en désuétude.

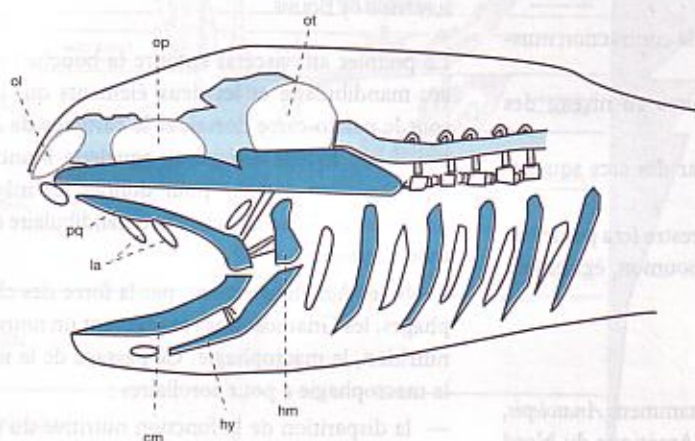
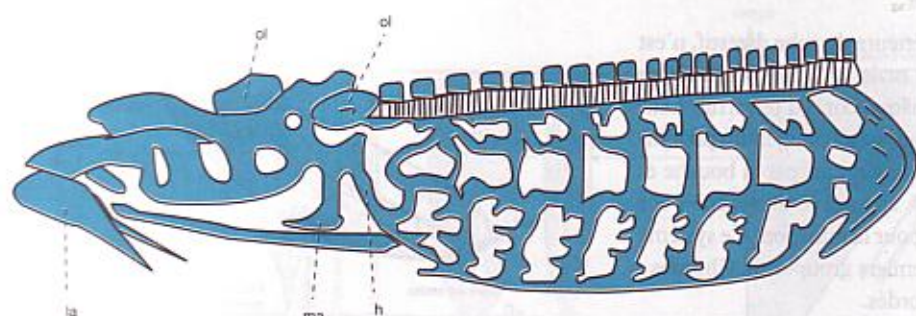


FIGURE 13.75. LES CRÂNES ET SOUELETTES BRANCHIAUX D'UN AGNATHE, LA LAMPROIE (a) ET DE L'ANCÊTRE HYPOTHÉTIQUE DES GNATHOSTOMES (b).

cm = cartilage de Meckel ;
h = arc hyoïde ;
hy = hyoïde ;
hm = hyomandibulaire ;
la = cartilage labial ;
ma = arc mandibulaire ;
ol = capsule olfactive ;
op = capsule optique ;
ot = capsule otique ;
le cerveau est indiqué en gris.



FIGURE 13.76. *BOTHIROLEPIS CANADENSIS* ET SA PAIRE DE NAGEOIRÉS PECTORALES BIEN DÉVELOPPÉES.

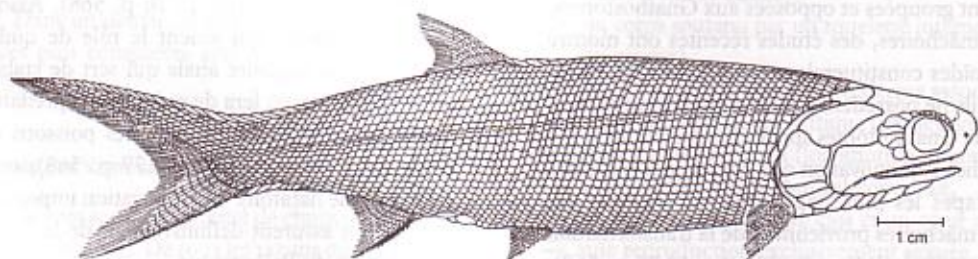


FIGURE 13.77. UN REPRÉSENTANT DES ACTINOPTÉRYGIENS, INVENTEURS DE LA VESSIE NATATOIRE, *PALEONISCUS FREIESLEBENSENSE*.

Dans ce groupe des Actinoptériens, certaines formes aux nageoires charnues, possédant une vessie natatoire qui pourra se transformer en « poumon », réaliseront la conquête du milieu terrestre (voir paragraphe 3.1.2, p. 556).

3.4.3 L'INVENTION DE L'AMNIOS

Seule la libération totale vis-à-vis du milieu aquatique pouvait permettre la conquête définitive des continents. Amphibiens, les premiers tétrapodes resteront tributaires de l'eau pour la reproduction, et ce n'est qu'avec l'apparition de l'œuf amniotique que les Vertébrés s'affranchiront définitivement du milieu aquatique. Le plus ancien œuf terrestre connu a été récolté dans le Permien inférieur du Texas. Mais la fossilisation des œufs est rare et les amniotes se reconnaissent par un caractère ostéologique particulier : le processus postéro-latéral de l'aile de l'os ptérygoïde, un os de la base du crâne. Le plus ancien amniote connu est *Hylonomus*, un petit fossile découvert dans des souches creuses de sigillaires du Carbonifère moyen de Nouvelle-Écosse (Est canadien).

L'œuf amniotique est protégé de la dessiccation par une coquille généralement calcaire, résistante et perméable à l'air. Une de ses caractéristiques est que la suspension de l'embryon, dans une cavité remplie de liquide et enveloppée d'une membrane appelée l'amnios, permet une morphogénèse non perturbée, tout en le protégeant des chocs. Deux autres structures, le sac vitellin qui est une réserve nutritive et l'allantoïde qui est une poche à déchets, assurent l'autonomie du développement embryonnaire.

Dans la plupart des cas les poissons abandonnent leurs œufs dans l'eau sans protection. La probabilité de destruction de ces œufs étant très grande, les femelles doivent en produire des milliers pour que quelques descendants survivent : cette stratégie reproductive peut être qualifiée de stratégie r. Chez les amniotes, les œufs sont pondus en quantité beaucoup plus restreinte ; ils sont protégés et donc survivent mieux. Cette stratégie reproductive, qui permet d'obtenir un nombre suffisant de descendants en produisant

un nombre réduit d'œufs, peut être qualifiée de stratégie K. Avec les mammifères et l'apparition de la viviparité, où l'embryon se développera dans le ventre de la mère, l'efficacité de la stratégie reproductive sera maximale.

3.4.4 L'OXYGÉNATION DES TISSUS

Alors que chez les amphibiens la peau doit toujours rester humide car elle joue un rôle respiratoire essentiel, le perfectionnement de la respiration pulmonaire rend l'assistance cutanée inutile, et la peau des amniotes va se recouvrir d'un revêtement écailleux, d'une couche cornée étanche à l'eau.

L'appareil circulatoire n'est malheureusement pas fossilisé et seule l'analyse des formes actuelles peut servir de référence. Le circuit sanguin est, au départ, de plan assez simple (fig. 13.78a) ; un cœur à quatre cavités successives communicantes reçoit le sang réduit venu des organes, le propulse vers les branchies où il s'oxygène, puis le distribue au corps par les artères et les capillaires : c'est un circuit unique en série comme on peut l'observer chez les poissons (fig. 13.78b). L'apparition de la respiration pulmonaire bouscule ce schéma : les poumons ne s'intercalent plus en série sur le circuit général mais en dérivation, directement sur le cœur, par un circuit propre appelé la petite circulation. Il en résulte, chez les Tétrapodes terrestres, une double circulation :

- la grande circulation qui irrigue le corps,
- la petite circulation, pulmonaire.

Logiquement le cœur sera donc partagé en deux pompes séparées, pourvues chacune d'une oreillette et d'un ventricule. Mais, dans l'histoire des Vertébrés, cette partition cardiaque se fera lentement et seuls les Crocodiliens, les Oiseaux et les Mammifères la réaliseront pleinement. Chez les amphibiens le ventricule unique représente un système intermédiaire où les deux circulations ne sont pas entièrement séparées (fig. 13.78c-d).

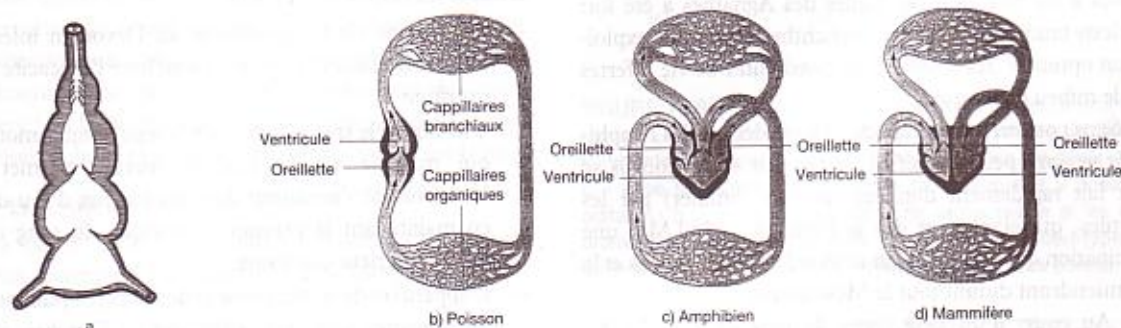


FIGURE 13.78. LA CIRCULATION SANGUINE. a = cœur primitif à quatre cavités successives ; b = la circulation en série des poissons ; c = la double circulation à séparation incomplète des amphibiens ; d = la double circulation complète des mammifères.

- L'invention de l'œuf amniotique, au Carbonifère inférieur, affranchit l'embryogenèse du milieu aquatique et supprime le stade larvaire.
- L'installation du placenta et de la viviparie, au Permian-Trias, met progressivement le fœtus sous le seul contrôle de l'organisme maternel (sauf chez les Métathériens¹) : le développement embryonnaire échappe totalement aux derniers aléas du milieu.
- À partir du Trias supérieur, l'invention du poil, puis de la plume, associée au contrôle des tissus thermogènes (tissus adipeux en particulier) par des centres nerveux encéphaliques permet l'endothermie et, par conséquent, la conquête de biotopes froids.
- Enfin, dans les derniers millions d'années, la socialisation et l'acquisition d'une intelligence inventive autorise l'homme à s'affranchir de plus en plus des contraintes de son milieu naturel.

Chez les végétaux, la même émancipation peut être observée. Au Carbonifère, les Ptéridospermées inventent l'ovule². Au Permien, les Gymnospermes et certains groupes de fougères, aujourd'hui éteints, s'affranchissent du milieu aquatique et réalisent « la mise en réserve de la vie » avec la graine. Au Crétacé, les Angiospermes protègent l'ovule et la graine dans un ovaire clos qui, après la fécondation, se transforme en fruit. Les organes sexuels se regroupent au sein d'une nouvelle structure, la fleur, dont chaque organe se spécialise dans une fonction déterminée. La présence d'eau n'est plus nécessaire à la reproduction, et c'est au vent et aux insectes qu'il appartient d'assurer la perpétuation de l'espèce.

3.5 LES CRISES DE LA BIOSPHERE

Longtemps ignorées ou minimisées, les crises de la biosphère sont devenues le thème de prédilection des recherches en sciences de la Terre, et de leur médiatisation depuis une dizaine d'années. C'est au début des années 1980, suite à la découverte d'une anomalie en iridium à la limite Crétacé-Tertiaire détectée sur la coupe de Gubbio en Italie, que la notion d'extinction en masse liée à la chute d'une météorite prend naissance. Après plus de 150 ans d'uniformitarisme, prôné par Lyell et encouragé par Darwin, le catastrophisme de Cuvier refait surface, et de quelle manière ! La Bible et son Déluge n'étaient plus nécessaires, il suffisait qu'un « morceau de ciel » nous tombe sur la tête.

3.5.1 LES EXTINCTIONS EN MASSE

Le terme « extinction en masse » recouvre actuellement diverses acceptions. Pour Sepkoski, c'est une augmentation

du taux d'extinction qui affecte plusieurs taxons, de vastes répartitions géographiques, en un temps géologique relativement court. Pour Knoll, c'est une perturbation de la biosphère qui apparaît de façon instantanée dans les limites de résolution temporelle des archives géologiques. Kauffmann, quant à lui, distingue les extinctions catastrophiques et globales de celles, progressives, qui se réalisent par étapes en plusieurs millions d'années.

La notion de durée d'une extinction en masse est fondamentale ; il faut que l'événement soit bref, et cette brièveté est parfois difficile à démontrer. La limite Crétacé-Tertiaire est datée de - 65 Ma, mais il faut savoir que cette valeur est une moyenne de centaines de mesures radiochronologiques dont l'écart-type est de l'ordre du million d'années.

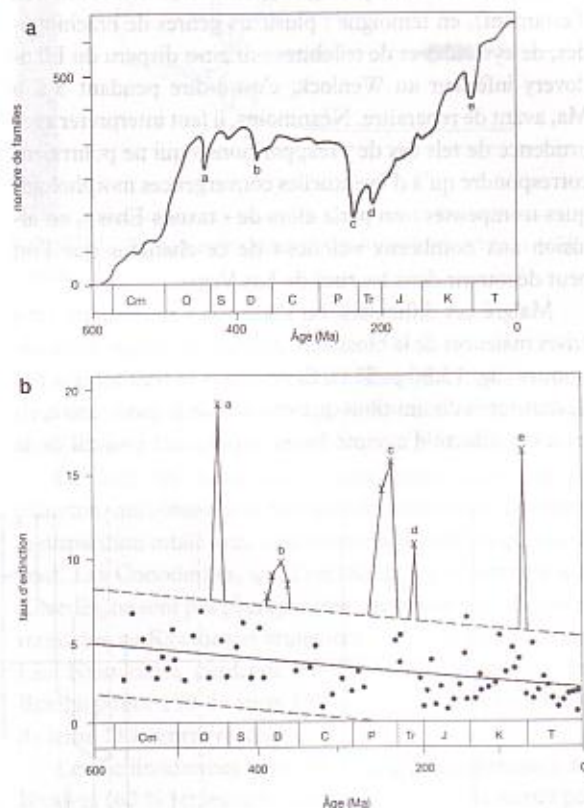


FIGURE 13.80. LES EXTINCTIONS EN MASSE AFFECTANT LA BIOSPHERE MARINE AU COURS DU PHANÉROZOÏQUE. a = en nombre de familles survivantes (a = crise fini-ordovicienne, b = crise fini-dévonienne, c = crise fini-permienne, d = crise fini-triasique, e = crise fini-crétacé) ; b = en taux d'extinction (la droite pleine et les deux droites en pointillés représentent la moyenne et l'écart-type des extinctions du « bruit de fond » représentées par des points).

¹ Monotrèmes et Marsupiaux, opposés aux Euthériens ou « Mammifères vrais » chez qui le fœtus se développe totalement à l'intérieur du corps maternel.

² le Gynkgo biloba, arbre archaïque, nous donne une idée de ce qu'étaient ces premiers ovules : entièrement nus, ils ne produisaient jamais de graines car l'embryon qui s'y formait poursuivait sa croissance régulièrement, sans phase de repos.

Une autre difficulté dans l'estimation de l'ampleur d'une extinction est liée à des problèmes d'ordre taxinomique. En paléontologie la définition de l'espèce est variable suivant les écoles : certains chercheurs appliquent un concept taxinomique strict et multiplient le nombre d'espèces, tandis que d'autres utilisent un concept taxinomique plus large, qui réduit sérieusement le nombre d'espèces. Il faut donc manier avec beaucoup de prudence les données brutes, et c'est pour cette raison que l'on utilise de préférence des niveaux taxinomiques d'ordre plus élevé, tels le genre ou la famille, plus consensuels.

Enfin, la documentation paléontologique est toujours incomplète et certains taxons peuvent disparaître momentanément, en apparence, car ils ont subsisté dans des milieux refuges non fossilisés. La notion de « taxons Lazare », (en allusion au célèbre passage de ressuscitation du Nouveau Testament), en témoigne : plusieurs genres de brachiopodes, de cystoïdes et de trilobites ont ainsi disparu du Llandovery inférieur au Wenlock, c'est-à-dire pendant 5 à 6 Ma, avant de réapparaître. Néanmoins, il faut interpréter avec prudence de tels cas de « réapparitions » qui ne pourraient correspondre qu'à d'éventuelles convergences morphologiques trompeuses : on parle alors de « taxons Elvis », en allusion aux nombreux « clones » de ce chanteur que l'on peut découvrir dans les rues de Las Vegas.

Malgré ces difficultés, on s'accorde à reconnaître cinq crises majeures de la biosphère pendant les temps phanérozoïques (fig. 13.80 p. 571). Si ces crises se sont soldées par de drastiques diminutions quantitatives de la biodiversité, elles n'ont affecté d'aucune façon le potentiel évolutif de la

biosphère : à chaque crise a succédé une radiation, accompagnée de diversifications et de reconquêtes.

Bien que fortement médiatisée, la crise de la limite Crétacé-Tertiaire (- 65 Ma ; 50 % d'extinction des genres dans la faune marine) n'est pas la plus importante qui ait affecté la biosphère. Elle se classe en troisième position derrière la crise fini-permienne (- 245 Ma ; 83 % d'extinction) et la crise fini-ordovicienne (- 440 Ma ; 57 % d'extinction), à égalité avec la crise fini-franésienne (- 365 Ma ; 50 % d'extinction), juste devant la crise fini-triasique (- 205 Ma ; 48 % d'extinction). À côté de ces vedettes, il ne faut pas oublier d'autres extinctions notables comme celles :

- de la limite dévono-carbonifère ($\approx$ - 355 Ma), marquée par une grande extinction chez les ammonoides,
- du Jurassique inférieur ($\approx$ - 187 Ma), caractérisée par un important recul des brachiopodes et des bivalves,
- du Tithonien ($\approx$ - 135 Ma), où 37 % des genres (ammonites, bivalves et coraux essentiellement) disparaissent,
- de la limite Cénomaniens-Turonien ($\approx$ - 90 Ma), marquée par la disparition d'environ 28 % de genres marins,
- du Priabonien ($\approx$ - 35 Ma), où 16 % des genres parmi le plancton, les échinides et les gastéropodes sont concernés.

3.5.2 LA RECONQUÊTE

Une certaine mode favorise l'étude des extinctions en occultant fâcheusement celle de la reconquête. Lorsque la crise cesse, de nombreuses recolonisations de niches écologiques s'amorcent. Différents types de taxons caractérisent la biosphère lors de ces événements (fig. 13.81) :

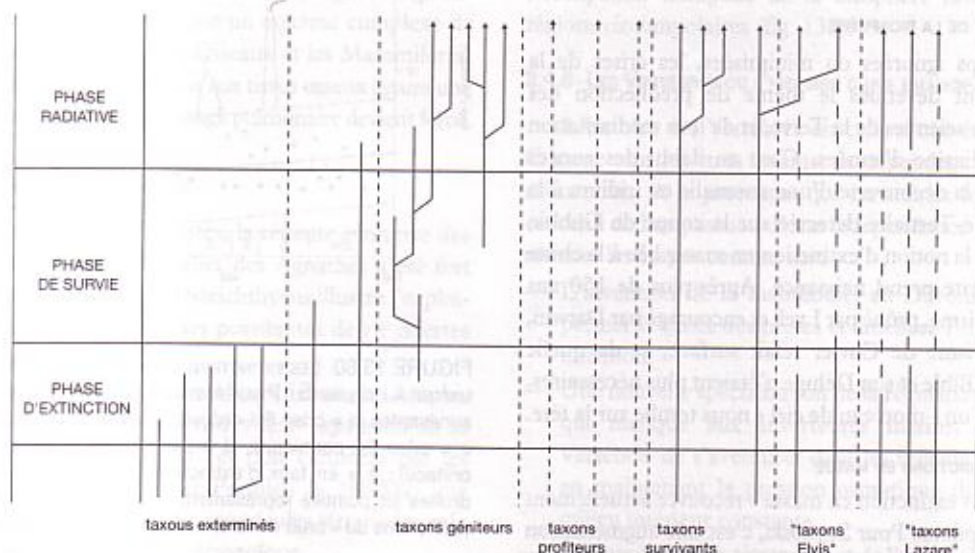


FIGURE 13.81. LES DIFFÉRENTS TYPES DE TAXONS ET LEUR DEVENIR PENDANT UNE CRISE.

- les exterminés, dont le règne s'arrête,
- les profiteurs¹, constitués d'espèces particulièrement adaptées aux conditions stressantes, et dont la durée d'existence est celle de la crise,
- les survivants, qui peuvent se décomposer en préadaptés et en généralistes.

Les préadaptés possèdent des adaptations qui ne leur confèrent aucun avantage avant la crise mais qui se révèlent utiles et profitables pendant et après l'événement. Ainsi, la possession de formes de résistance procure une possibilité supplémentaire de survie : dans le monde du plancton à test siliceux, les Diatomées, capables de s'enkyster, ont moins souffert de la crise Crétacé-Tertiaire que les Radiolaires.

Les généralistes possèdent une grande souplesse adaptative. Ce sont des taxons eurytopiques, occupant de vastes niches écologiques qui tolèrent d'importants changements d'environnement (température, salinité, lumière...). Dans ce groupe se placent les opportunistes représentés par de petites populations qui ne s'étendent que le temps de la crise, puis reprennent leur modeste place avec le retour aux conditions « normales ». L'abondance des fougères à la limite Crétacé-Tertiaire, ou le retour obstiné des stromatolithes au moment de chaque stress environnemental en sont l'illustration.

Du groupe des survivants émergent alors les géniteurs qui donnent naissance aux recolonisateurs et à la radiation évolutive. L'histoire des Ammonoïdes est ainsi ponctuée de violentes crises qui furent fatales à des taxons entiers. Lors de la crise dévono-carbonifère la pérennité des Ammonoïdes n'est assurée que par la survie de deux genres. Après la crise majeure du Permo-Trias, qui voit l'extinction des Goniatiidés, on observe une étonnante radiation (440 genres) des Cératitidés à partir d'un petit stock d'Ophiocératidés finipermiens. L'extinction totale des Cératitidés, au Rhétien, est relayée par la survie de quelques Phyllocératidés triasiques qui donneront naissance, par diversification, à l'ensemble des Ammonitidés de Jurassique et du Crétacé (fig. 13.82).

3.5.3 L'EXEMPLE DE LA CRISE HIRNANTIANNE OU FINI-ORDOVICIENNE

À la fin de l'Ordovicien survient l'une des crises majeures de la biosphère. Une centaine de familles marines, ce qui correspond à 85 % des espèces, seront exterminées en deux épisodes, l'un à la base de l'Hirnantien et l'autre un peu plus tard (fig. 13.83 p. 574). Les extinctions majeures surviennent lors du premier épisode. Ensuite à l'Hirnantien inférieur, les mers sont envahies par la faune à *Hirnantia*²,

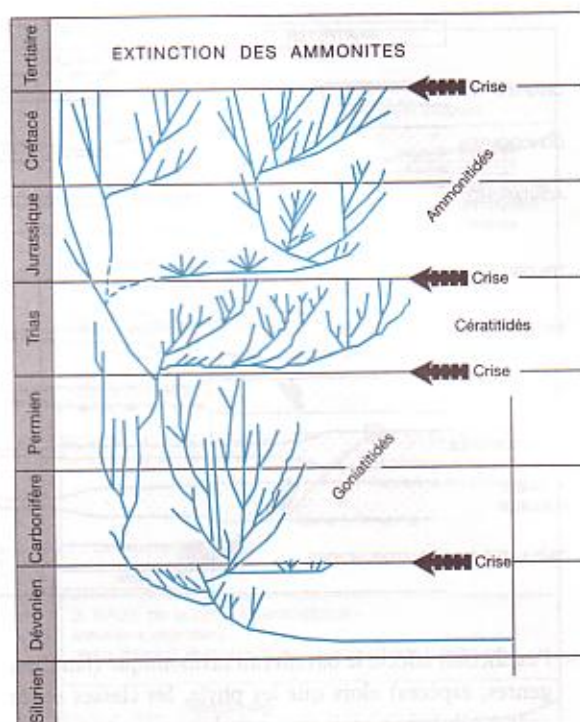


FIGURE 13.82. LES EXTINCTIONS ET LES RADIATIONS CHEZ LES AMMONOÏDES.

faune résiduelle et cosmopolite à faible diversité et provenant des hautes latitudes froides du Rawtheyen. Le deuxième épisode de la crise détruit la faune à *Hirnantia*.

Ce sont les Graptolites, organismes coloniaux du plancton, qui subissent la plus grande décimation. Ils frôlent la disparition totale avec seulement deux familles qui survivent. Les Conodontes, que l'on rattache actuellement aux Chordés, ne sont pas plus épargnés : de la centaine d'espèces recensées au Rawtheyen seulement une vingtaine survivra. Les Nautiloïdes perdront 87 de leurs 109 genres, les Brachiopodes 150 de leurs 180 genres et les Trilobites 68 de leurs 113 genres recensés.

Les Échinodermes (avec 70 % de perte générique), les Bivalves (60 %) et les coraux rugueux (70 %) ne seront pas mieux lotis. Les taxons constructeurs de récifs, comme les Tabulés et les Stromatopores, vont disparaître pendant plusieurs millions d'années, par effet Lazare probablement. Seuls les Bryozoaires et les Ostracodes sembleront traverser cette crise sans grands problèmes.

Cet événement hiranntien présente quelques caractéristiques remarquables :

¹ « dissater species » en anglais.

² nom du genre d'un Brachiopode, choisi symboliquement

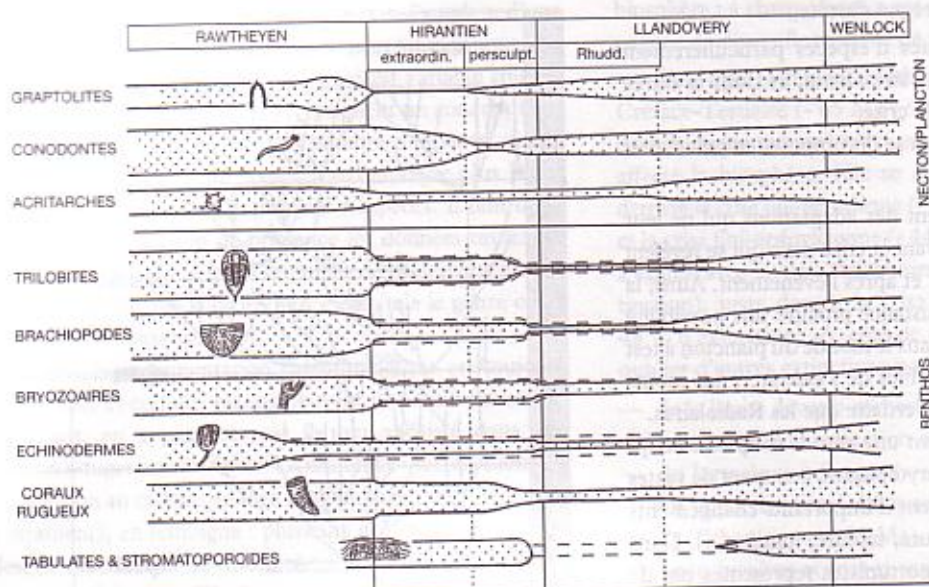


FIGURE 13.83. LA CRISE HIRNANTIANNE.

- l'extinction affecte le bas niveau taxinomique (familles, genres, espèces) alors que les phyla, les classes et les ordres subsistent, mais avec peu de représentants,
- le benthos (trilobites, brachiopodes, crinoïdes) est tout autant décimé que le pelagos (conodontes, nautiloïdes, graptolites),
- la colonisation de la plate-forme continentale équatoriale est faite par des faunes de hautes latitudes adaptées aux conditions froides.

Différentes causes peuvent être envisagées pour expliquer la crise hirnantienne. Dans un premier temps, un changement climatique rapide et bref intervient à la fin de l'Ordovicien. Une calotte glaciaire s'installe sur le Gondwana dont la moitié occidentale est centrée sur le pôle Sud (fig. 13.84). Une régression d'origine glacio-eustatique réduit drastiquement la surface du plateau continental et les eaux de surface se refroidissent : les organismes, qu'ils soient pélagiques ou benthiques, se trouvent autant affectés et particulièrement les faunes d'eaux chaudes.

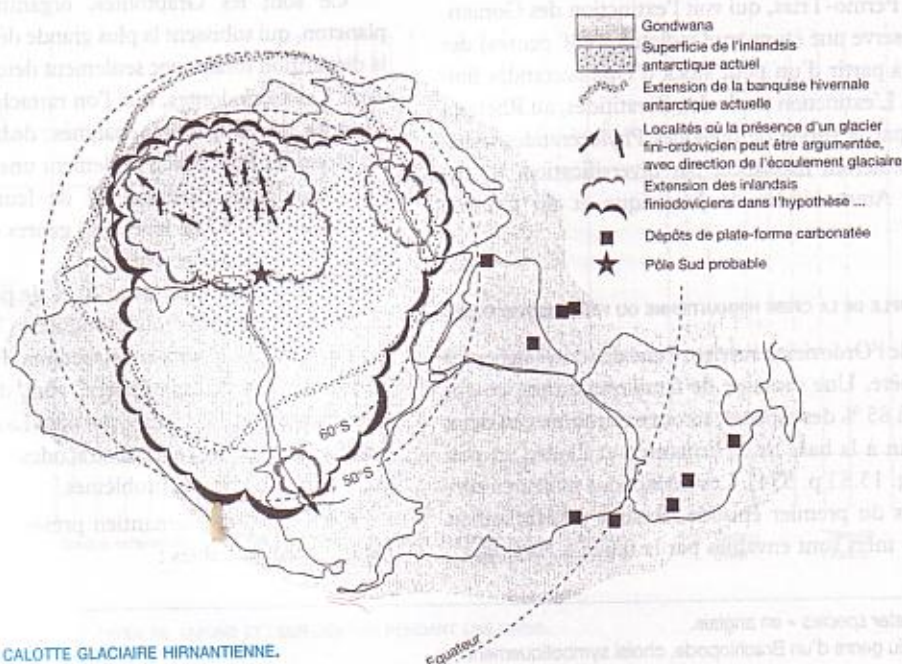


FIGURE 13.84. LA CALOTTE GLACIAIRE HIRNANTIANNE.

La relative abondance de cérium et de terres rares dans les sédiments précise que les eaux profondes de l'océan étaient anoxiques durant une longue période précédant l'Hirnantien. La disparition des *black-shales*¹ à la base de l'Hirnantien montre que la circulation océanique a été modifiée et qu'une ventilation du domaine océanique s'est mise en place. Le corollaire est un enfouissement d'éléments nutritifs, en particulier des éléments bio-limitants comme le phosphore, dans les zones profondes de l'océan. Les eaux de surface deviennent oligotrophes et la productivité primaire décline. Des organismes comme les graptolites adaptés à des milieux riches en nutriments et faiblement oxygénés sont décimés (fig. 13.85).

Moins d'un million d'années plus tard (Hirnantien moyen) la déglaciation rétablit un gradient thermique latitudinal plus contrasté. Elle est accompagnée d'une transgression glacio-eustatique qui réinstalle des eaux anoxiques comme en témoigne le dépôt de *black-shales*. C'est l'extermination de la faune à *Hirnantia*, faune adaptée aux eaux froides et oxygénées.

3.5.4 LES MODALITÉS DES EXTINCTIONS

L'analyse de nombreuses observations permet de dégager quelques caractéristiques générales des extinctions en masse. Celles-ci concernent la vulnérabilité des espèces et le type d'habitat affecté :

- les organismes de grande taille sont défavorisés peut être à cause d'un taux de reproduction modéré, d'une densité de population insuffisante et d'exigences trophiques plus grandes,
- la richesse spécifique des clades favorise leur pérennité,
- les formes endémiques et les organismes sténotopiques sont plus vulnérables,
- les extinctions n'affectent souvent qu'un seul domaine, marin ou terrestre (*i.e.* la crise fini-dévonienne affecte peu les écosystèmes continentaux et l'extinction des mammifères au Miocène supérieur ne coïncide pas avec la crise marine survenue dès le Miocène moyen).

3.5.5 LES CAUSES DES EXTINCTIONS

Les causes des extinctions peuvent être réparties en deux catégories : d'origine extra-terrestre et/ou d'origine terrestre.

L'hypothèse de la cause d'origine extra-terrestre des extinctions avait été évoquée par différents chercheurs bien avant 1980. En 1970, McLaren invoquait une telle cause pour la crise de la limite Frasnien-Famennien (p. 571), et en 1954 Schindewolf avait considéré qu'une supernova, par son rayonnement cosmique, pouvait induire des mutations létales.

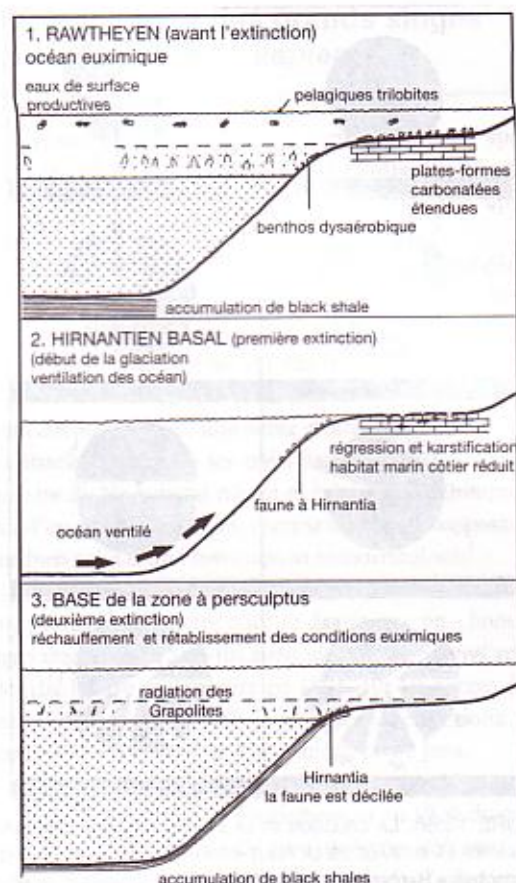


FIGURE 13.85. UN MODÈLE DE LA CRISE HIRNANTIANNE.

L'anomalie en iridium a longtemps été considérée comme l'argument incontestable de l'impact d'une météorite et, dans les années 1980, sa recherche a été systématique. Beaucoup de niveaux présentant des anomalies, certes moindres, ont été découverts, mais tous ne sont pas synonymes de l'impact d'un bolide car le volcanisme terrestre est aussi pourvoyeur d'iridium. Aujourd'hui on associe l'anomalie en iridium d'origine cosmique à d'autres arguments comme la présence :

- de tectites,
- de quartz choqués (métamorphisme de choc, de très haute pression et de basse température),
- de spinelles ou de magnétites nickelifères,
- d'un cratère d'impact et d'impactites,
- de brèches volumineuses...

Si la crise Crétacé-Tertiaire remplit parfaitement les conditions nécessaires et suffisantes pour illustrer une

¹ roches argileuses riches en matière organique.

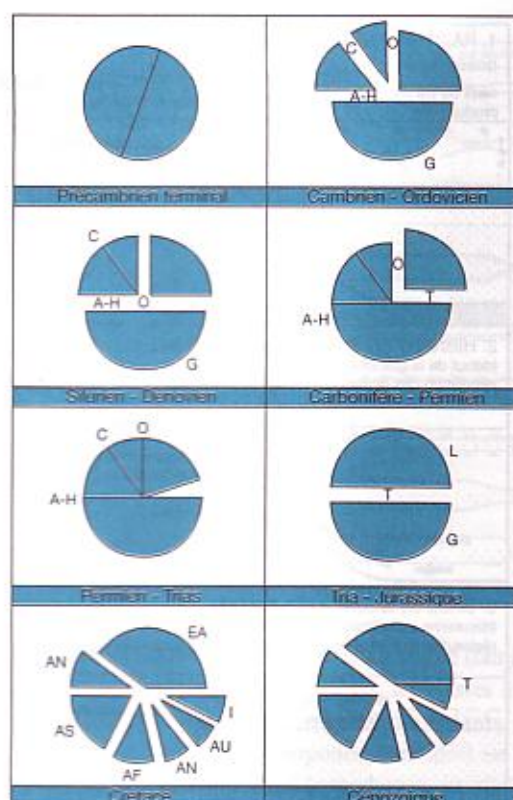


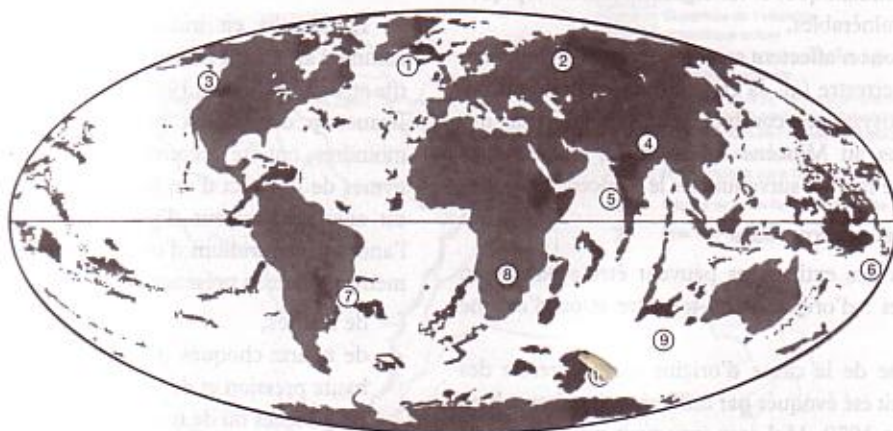
FIGURE 13.86. LA COLLISION ET LA DISLOCATION DES CONTINENTS FAIT VARIER LA SURFACE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE. A - H = Appalaches - Hercynides, AF = Afrique, AN = Amérique du Nord, ANT = Antarctique, AS = Amérique du Sud, AU = Australie, C = Calédonides, EA = Eurasie, G = Gondwana, I = Inde, L = Laurentia, O = Ouralides, T = Téthys.

extinction liée à une cause d'origine extra-terrestre, elle est probablement la seule. Cependant, une étude récente a montré que les cratères de Manicouagan (Québec), de Rochecouart (France) et d'Obolon (Ukraine) ont été créés simultanément, il y a 210 Ma, par un bolide qui a éclaté dans la haute atmosphère. Cette date coïncide avec la crise de la limite Trias-Jurassique, mais il est nécessaire de confirmer cet événement par des arguments complémentaires.

Les causes d'extinction d'origine terrestre sont diverses et la dynamique interne de la planète est susceptible de provoquer des crises de la biosphère.

- La tectonique des plaques modifie la géométrie des océans et donc les modalités de la circulation océanique. Les conséquences se font alors ressentir sur le climat ou l'oxygénation des eaux. La tectonique des plaques modifie aussi la géométrie des continents, plus particulièrement celle des plates-formes continentales lors de la formation d'une Pangée (fig. 13.86) et la crise fini-permienne en est probablement une illustration. Enfin, les variations du taux d'expansion des dorsales entraînent, par augmentation de volume de ces dernières, des modifications eustatiques, ce dont témoigne la grande transgression du Crétacé supérieur.

- Le volcanisme de grande ampleur (LIP = *Large Igneous Province*, fig. 13.87), essentiellement effusif, peut avoir eu un cortège de conséquences analogues à celles des scénarios d'impacts : refroidissement, acidification des océans et effet de serre. La quantité de matériel émis est dans certains cas impressionnante (fig. 13.88), et les trapps du Deccan avec leur trois millions de km³ de basalte font piètre figure face aux 25 millions de km³ du plateau d'Ontong Java. Une



- 1 = Marges de l'Atlantique Nord
- 2 = Trapps de Sibérie
- 3 = Basaltes de la rivière Columbia

- 4 = Trapps du Deccan
- 5 = Dorsale de Chagos-Laccadive
- 6 = Plateau d'Ontong Java

- 7 = Trapps du Parana
- 8 = Basaltes du Karoo
- 9 = Plateau de Broken Ridge
- 10 = Plateau de Kerguelen

FIGURE 13.87. LES GRANDES PROVINCES VOLCANIQUES.

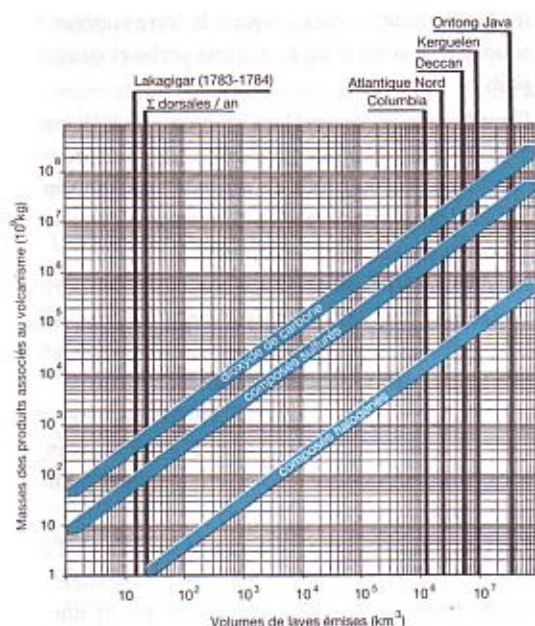


FIGURE 13.86. LES VOLUMES DES PRODUITS ASSOCIÉS AU VOLCANISME ÉMIS LORS DE LA MISE EN PLACE DES GRANDES PROVINCES VOLCANIQUES. Comparaison avec les émissions actuelles des dorsales et du volcanisme fissural d'Islande (Lakagigar).

corrélation assez étroite peut être observée entre certains de ces épanchements et des extinctions majeures :

- crise fini-permienne et trapps de Sibérie,
- crise fini-triasique et trapps d'Amérique du Nord-Est,
- crise fini-jurassique et trapps du Parana,
- crise fini-cénomaniennne et plateau sous-marin d'Ontong Java,
- crise Éocène-Oligocène et trapps d'Éthiopie...

Lorsque ce volcanisme est sous-marin, comme dans le cas du plateau d'Ontong Java, il affecte essentiellement les organismes marins et se traduit par des indices d'environnements dysaérobiques ou anoxiques globaux : dans tous les océans du monde, la limite céno-mano-turonienne est soulignée par des *black-shales*.

Reste, à côté de toutes ces crises, l'extinction la plus radicale qui se profile peut-être à la surface de notre Terre depuis son origine. Toutes les vingt minutes une espèce de la biosphère actuelle disparaît, nos cours d'eau n'ont jamais contenu autant de plomb et de mercure, la Mer d'Aral est devenu un marigot. La cause n'est plus d'origine géologique ou extra-terrestre, elle est simplement d'origine humaine.

4. Des ancêtres des grands singes à *Homo sapiens sapiens*

L'Homme est un « vertébré à sang chaud » qui appartient à la classe des Mammifères et à l'ordre des Primates, plus précisément à un groupe communément appelé « grands singes ».

Dans les années 1860, une respectable Lady qui découvrait les écrits de Charles Darwin, s'exclama : « s'il est vrai que l'Homme descend du singe, prions pour que cela ne s'ébruite pas ! ». Mais le mal était fait et l'affaire largement divulguée, car en 1856 une calotte crânienne et quelques os longs furent découverts dans une petite grotte de Néandertal près de Düsseldorf. Malgré ses traits jugés trop « bestiaux », le squelette de Néandertal n'était ni celui d'un rachitique, ni celui d'un cosaque de 1814, comme certains le supposaient, mais bien celui d'un *Homo sapiens neanderthalensis*¹.

Un peu plus tard Eugène Dubois, un médecin hollandais, persuadé que notre ancêtre devait être un « homme-singe » originaire du Sud-Est asiatique, s'engage dans l'armée coloniale batave et découvre en 1891, sur les berges de la rivière Solo près de Trinil (Java), la première calotte crânienne d'*Homo erectus* : le Pithécantrophe de Java.

Après les découvertes, en 1907 d'une mandibule, celle de l'Homme de Mauer à Heidelberg, et en 1925 du crâne d'un très jeune sujet d'*Australopithecus africanus* par Raymond Dart à Taung (Afrique du Sud), l'exhumation en 1959 dans la gorge d'Olduvai en Tanzanie du *Zinjanthropus boisei*, le premier australopithèque robuste, va déclencher une gigantesque « ruée vers l'os » tout le long des grandes cassures des rifts est-africains.

4.1 L'HOMME, UN REPRÉSENTANT DE L'ORDRE DES PRIMATES

Les Primates, mammifères placentaires euthériens plantigrades, ont des caractéristiques issues des tendances évolutives suivantes :

- l'accroissement du cerveau, en particulier du néocortex,
- la migration des yeux dans un plan frontal qui favorise la vision stéréoscopique,
- un pouce opposable aux autres doigts qui facilite la préhension,
- le remplacement des griffes par des ongles,
- le développement de la clavicule qui améliore la mobilité du membre antérieur.

Les Primates, contrairement à d'autres taxons, sont donc particulièrement bien adaptés à la vie arboricole, et

¹ la simplification de certains mots allemands à la fin du XIX^e siècle, comme la suppression du h de Thal (= la vallée), ne peut pas s'appliquer à la nomenclature binomiale (Code International de Nomenclature Zoologique).

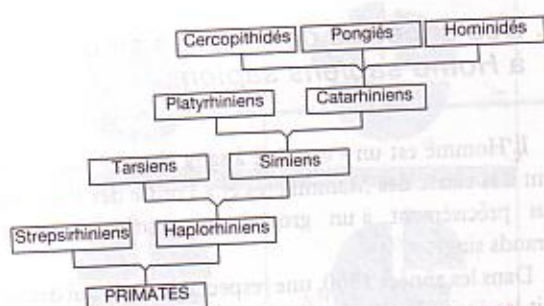


FIGURE 13.89. UNE CLASSIFICATION SIMPLIFIÉE DES PRIMATES ACTUELS.

leur squelette a subi peu de transformations (comme par exemple la réduction du nombre de doigts chez les Périssodactyles).

Les Primates actuels sont divisés en deux sous-ordres (fig. 13.89) :

- les Strepsirhiniens, localisés dans l'Ancien Monde (Lémuridés malgaches), caractérisés par une zone cutanée nue, riche en glandes muqueuses, qui entoure les narines (= truffe) et s'accompagne de l'absence de soudure de la lèvre supérieure,

- les Haplorhiniens chez lesquels la lèvre supérieure est soudée et la zone entre les narines sèche et couverte de poils.

Dans le sous-ordre des Haplorhiniens, où la disparition de la truffe est l'une des composantes de la réduction du sens de l'olfaction au profit de celui de la vision, on peut distinguer les Tarsiens et les Simiens, encore appelés *Anthropoidea*. Ces derniers comprennent :

- les Platyhiniens (ou singes du Nouveau Monde) caractérisés par une cloison nasale large (narines dirigées latéralement), trois prémolaires par demi-mâchoire et une longue queue souvent préhensile,
- les Catarihiniens (ou singes de l'Ancien Monde) caractérisés par des narines dirigées vers le bas, deux prémolaires par demi-mâchoire et une queue non préhensile ou absente.

Les Catarihiniens, qui possèdent une denture à 32 dents, un pouce toujours opposable, des callosités fessières plus ou moins développées, une vision trichrome et une vraie fovéa, regroupent : les Cercopithidés, singes à queue de l'Ancien Monde (babouins, macaques, colobes...), les Pongidés (gibbons, orang-outans, gorilles, chimpanzés...) et les Homindés.

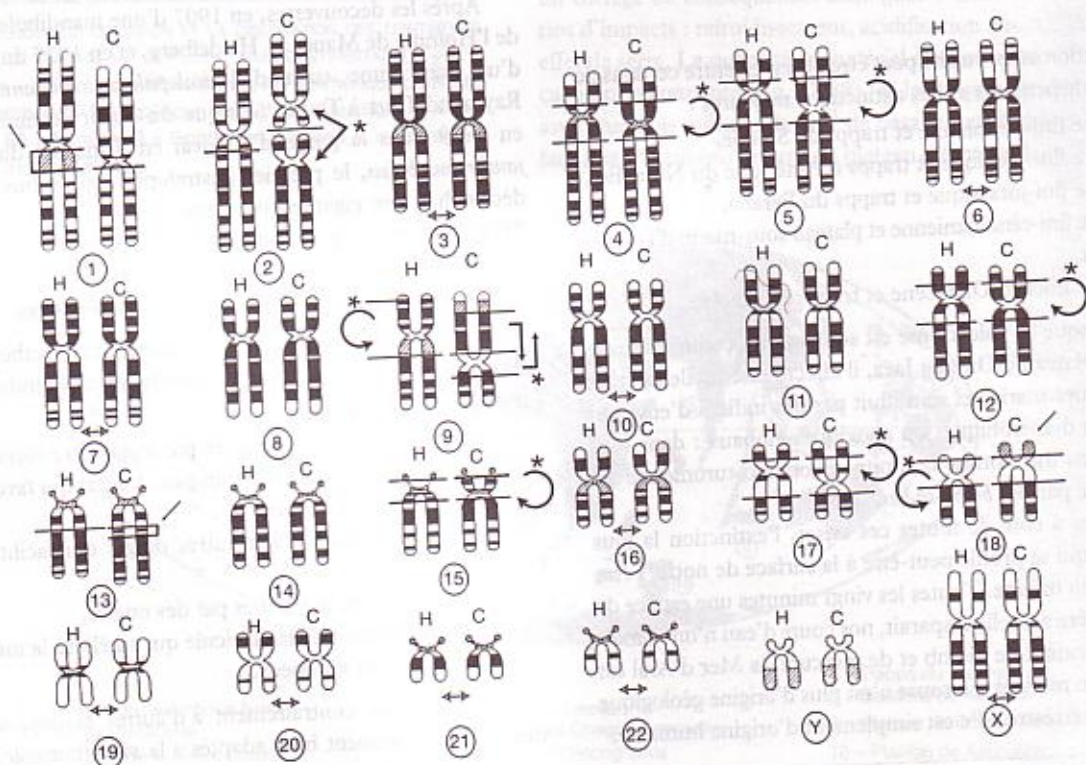


FIGURE 13.90. LES CHROMOSOMES DE L'HOMME (À GAUCHE) ET CEUX DU CHIMPANZÉ (À DROITE). Treize chromosomes sont identiques, deux présentent des différences mineures (n° 1 et 18) ; une addition de segment (Chimpanzé n° 13) et neuf remaniements majeurs, une fusion (n° 2) et huit inversions, différencient ces deux genres.

Il existe plusieurs similitudes entre les Pongidés et les Hominidés : leurs spermatozoïdes, l'implantation de l'œuf et la placentation, les groupes sanguins... Les résultats de la cytogénétique ont permis de montrer que l'Homme partageait environ 99,9 % de son matériel génétique avec le Chimpanzé (fig. 13.90).

4.1.1 L'ORIGINE DES PRIMATES

Contemporain des derniers dinosaures, *Purgatorius¹* *ceratops* (Crétacé terminal du Montana, = - 70 Ma), a longtemps été considéré comme l'ancêtre de l'ordre des Primates. Dès la base du Tertiaire (Paléocène) lui succède l'ensemble des Plésiadapiformes qui se maintiendra pendant tout l'Éocène (= - 30 Ma). Mais les représentants de ce taxon, et en particulier *Adapis parisiensis* (Éocène inférieur, = - 50 Ma) découvert par Cuvier, se rapproche plutôt des Strepsirrhiniens.

La découverte récente, au Maroc, d'*Altiasius koulchii* remet aujourd'hui en question l'origine américaine des Primates : l'apparition des Haplorhiniens serait donc plutôt africaine.

4.1.2 LES CHAÎNONS TERTIAIRES

Vers - 57 Ma, des représentants du groupe des Haplorhiniens se répandent en Europe occidentale, puis en Amérique du Nord et en Asie, où ils connaissent un développement rapide et une remarquable diversification. Alors que l'évolution des branches américaine et européenne est relativement bien connue, celle de la branche africaine reste obscure, faute de documents paléontologiques. La branche européenne s'éteint vers - 34 Ma, la branche américaine vers - 30 Ma, et c'est de la branche africaine qu'émergent les premiers Simiiformes avec le genre *Biretia*, à l'Éocène supérieur.

Les plus anciens Simiens sont asiatiques et datent de l'Éocène supérieur, mais une importante lacune documentaire (entre - 57 et - 37 Ma) nous empêche, actuellement, de préciser l'émergence de leurs descendants. *Eosimias* (- 45 Ma), découvert à Shanghai, pourrait être l'ancêtre des Parapithecidés de l'Oligocène (- 35 à - 32 Ma) du Fayoum près du Caire. Si *Parapithecus* est encore proche du morphotype ancestral des Simiiformes (i.e. 36 dents), quelques caractères dentaires (prémolaires supérieures comportant un tubercule supplémentaire) obligent à le ranger sur une branche latérale, peut-être à l'origine des Catarrhiniens ou grands singes de l'Ancien Monde.

4.1.3 LES GRANDS SINGES DE L'ANCIEN MONDE

Dans les mêmes niveaux fossilifères du Fayoum, mais dans des sédiments un peu plus récents (= - 32 Ma), ont



FIGURE 13.91. LA RECONSTITUTION DU SQUELETTE DE PROCONSUL.

été exhumés des restes abondants de deux genres, *Propliopithecus* et *Aegyptopithecus* qui, avec leurs 32 dents, sont d'authentiques Catarrhiniens. Ces deux genres ont récemment été retrouvés en Oman dans des couches un peu plus anciennes (- 36 Ma).

Une longue lacune chronologique de près de 10 Ma sépare ces primates des plus anciens Catarrhiniens connus hors du Fayoum (ou d'Oman), en Afrique de l'Est, en Afrique du Nord et en Europe.

- Le genre *Victoriapithecus* (Miocène du Kenya, -18/-16 Ma) est interprété comme un ancêtre des Cercopithidés.
- *Proconsul* (îles Rusinga et Mfangano sur le lac Victoria, ≈ - 18 Ma, fig. 13.91), longtemps situé dans le stock ancestral commun aux Pongidés et aux Hominidés, est actuellement considéré comme l'ancêtre des Chimpanzés et des Gorilles, tandis que *Morotopithecus bishopi* (Miocène d'Ouganda, ≈ - 20 Ma), dont le dos droit montrerait une préadaptation à la bipédie, lui ravirait le titre de plus ancien hominoïde.
- *Pliopithecus*, du Miocène moyen (≈ - 14 Ma), l'ancêtre probable des Gibbons, est le premier Catarrhinien à avoir quitté l'Afrique.

Après la collision de l'Afrique et de l'Eurasie à la fin du Miocène inférieur (≈ - 17 Ma), des représentants de ces groupes originellement africains vont rapidement envahir l'Europe et l'Asie en se diversifiant. Regroupés sous le nom de Dryopithèques, ils ont donné naissance en Asie à *Ramapithecus* et *Sivapithecus* (- 14-10 Ma) qui diffèrent surtout par leur taille et que certains auteurs considèrent comme femelle et mâle d'un même taxon, et en Europe à

¹ ce nom ne répond pas à une arrière-pensée métaphysique ou à un schéma religieux, mais dérive simplement du nom de la colline, Purgatory Hills, où ont été trouvées les premières dents.

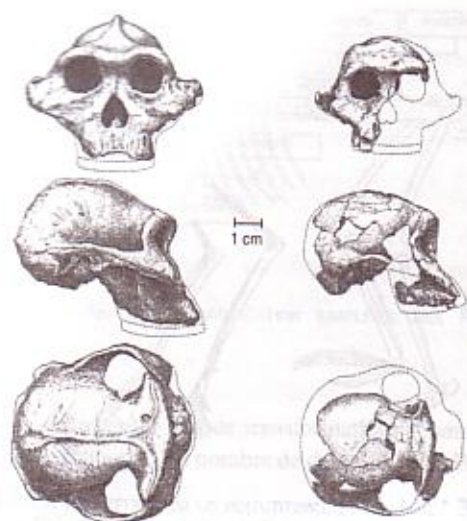


FIGURE 13.92. DEUX CRÂNES D'HOMINIDÉS DÉCOUVERTS DANS LE TURKANA ORIENTAL. À gauche un crâne d'*Australopithecus robustus*, à droite celui d'un *Australopithecus africanus*.

Dryopithecus (Saint-Gaudens, -12/-11 Ma) et *Ouranopithecus* (Salonique, Grèce, -9/-10 Ma). Dans les années 1960-1970, certains de ces taxons (i.e. *Ramapithecus*, *Kenyapithecus*...) présentant un émail dentaire épais, des incisives verticales et de petites canines, ont été considérés comme des Hominidés (car l'Homme est un animal à émail dentaire épais) ; cette hypothèse est aujourd'hui abandonnée car il a été montré, d'une part que l'orang-outan asiatique possède également un émail épaissi et, d'autre part que les femelles des primates actuels présentent, par dimorphisme sexuel, des canines plus petites que les mâles.

Une forme énigmatique, *Oreopithecus bambolii*, découvert dans la mine de lignite de Grosseto en Toscane (Miocène supérieur, = -9 Ma) possède une étonnante mosaïque de caractères qui l'ont fait ranger tantôt parmi les Cercopithicidés, tantôt parmi les Hominidés. Aucun primate ne ressemble à l'Oréopithèque, qui associe de manière unique des traits anatomiques et fonctionnels qu'on a l'habitude de voir s'exclure mutuellement dans d'autres groupes de primates. Suivant les critères retenus c'est à la fois un Hominidé (dentition, bassin évasé, absence de queue...) et un Cercopithicidé (bras long, morphologie dentaire...). Pour compléter ce tableau, il faut préciser que l'Oréopithèque était bipède, ce qui remet en cause le schéma simpliste et linéaire, d'un homme qui est le seul à se lever.

Si le puzzle de l'histoire des Catarrhiniens est encore largement incomplet et sujet à révision, l'origine des australopithèques, et donc des Hominidés, est probablement enracinée dans le groupe des Dryopithèques africains.

4.2 LES AUSTRALOPITHÈQUES

Les australopithèques n'ont été découverts qu'en Afrique : ceci conduit à admettre que le continent africain est bien le berceau de nos ancêtres. Malgré les incertitudes des corrélations et des datations, nous possédons aujourd'hui un schéma assez précis de l'évolution des australopithèques grâce aux nombreuses découvertes dont voici une chronologie succincte :

- en 1924, Dart découvre dans un tuf calcaire du Bechuanaland *Australopithecus africanus*,
- en 1947, Broom découvre à Kromdraai (Transvaal) *Paranthropus robustus*,
- en 1959, L. Leakey découvre à Olduvai (Tanzanie) *Zinjanthropus (Australopithecus) boisei*,
- en 1960, L. Leakey découvre à Olduvai (Tanzanie) *Praezinjanthropus (Homo) habilis*,
- à partir de 1973, de nombreux gisements à Hadar (territoire des Afars, Éthiopie) fournissent un abondant matériel (dont 52 os d'un même squelette, celui de Lucy, un *Australopithecus afarensis*).

De façon générale, les spécimens découverts se répartissent en deux lots de morphologie crânienne différente : les uns possèdent une crête sagittale, un fort bourrelet occipital et un fort torus supra-orbitaire, tandis que les autres, plus graciles, sont dépourvus de crête sagittale et ont les autres caractères plus atténués (fig. 13.92). Ces deux types, d'abord considérés comme deux genres distincts, *Australopithecus* et *Paranthropus*, sont aujourd'hui interprétés comme deux espèces différentes d'australopithèques : *A. africanus* et *A. robustus*.

4.2.1 LEUR ORIGINE

Les Hominidés (lignée des australopithèques à l'homme) et les Pongidés (famille des grands singes africains), bien que descendant d'un même stock ancestral (celui des Dryopithèques), ont depuis leur origine des aires de répartition disjointes, dont la frontière est la Rift Valley. Une des hypothèses généralement avancée pour expliquer l'origine des premiers australopithèques repose sur des modifications climatiques engendrées par des phénomènes tectoniques en Afrique orientale. Ébauchée par Kortlandt en 1972, elle a été clairement formulée, sous le nom d'*East Side Story*, par Coppens, en 1983 (fig. 13.93).

Vers -17 Ma, suite à la collision entre l'Afrique et l'Eurasie, la région est-africaine où habitent les Dryopithèques se soulève. Aux alentours de -8 Ma, une réactivation tectonique en extension conduit à la formation du rift, qui isole l'Afrique de l'Est sur plus de 3 000 kilomètres de l'Érythrée au Malawi, et dont les épaulements vont provoquer une modification topographique et climatique.

À l'ouest subsiste la forêt tropicale humide et une mosaïque de forêts et de savanes boisées, tandis qu'à l'est s'installe une savane claire et des prairies sèches. La population d'ancêtres communs aux Hominidés et aux Pongidés se trouve scindée par cette coupure tectonique, qui est aussi une barrière écologique : ceux qui vivent à l'ouest de la cassure vont s'adapter à la vie en forêt et évoluer vers des formes aujourd'hui bien connues (chimpanzés et gorilles), tandis que ceux qui demeurent à l'est du rift vont devoir s'adapter à des changements importants dans un milieu qui s'assèche. On a dit que les Hominidés seraient sortis de la forêt pour conquérir la savane et que les Pongidés auraient été contraints de s'y retirer. Il paraît préférable de dire que les Pongidés se sont épanouis dans les régions où la forêt tropicale s'est maintenue, et que les Hominidés se sont diversifiés là où elle a disparu, c'est-à-dire dans la savane.

Quelques millions d'années plus tard, vers - 2,5 Ma, le Rift oriental continue d'évoluer mais un effondrement majeur plus à l'ouest, dans le Rift occidental, conduit à la création d'une deuxième barrière de pluie. C'est à ce moment-là qu'apparaît le descendant des australopithèques, un être tellement proche de nous que les paléontologues lui donneront le nom d'*Homo*. C'est ce que Coppens a appelé plus récemment l'« *Homo Omo even* » car le phénomène est bien enregistré dans les gisements de la vallée de l'Omo.

4.2.2 LEUR DIVERSITÉ

Depuis plus de vingt-cinq ans la « ruée vers l'os » en Afrique orientale (fig. 13.94) a permis de préciser la diversité et la phylogénie des australopithèques. Les plus anciens spécimens proviennent de niveaux pliocènes ($\approx -4/-5$ Ma) du Kenya et d'Éthiopie. Les sept espèces, aujourd'hui reconnues, ne sont pas acceptées par tous les chercheurs : *Australopithecus aethiopicus*, *A. afarensis*, *A. africanus*, *A. anamensis*, *A. bahrelgazahli*, *A. boisei* et *A. robustus*.

Australopithecus aethiopicus, dont on a retrouvé une mâchoire dans la vallée de l'Omo et plus récemment un crâne sur les rives du lac Turkana dans un niveau daté de - 2,5 Ma, est très proche anatomiquement d'*A. afarensis*, tout en présentant certains caractères propres aux australopithèques robustes.

Australopithecus afarensis, connu aujourd'hui en Éthiopie, en Tanzanie et peut-être au Kenya entre - 4,2 et - 2,6 Ma est l'espèce d'australopithèque la plus célèbre depuis la découverte, en 1974, sur le site de Hadar (Éthiopie), d'un squelette complet à 40 % (52 os), baptisé Lucy¹ (fig. 13.95). *A. afarensis* est un animal de taille plutôt petite (1,10 m en



FIGURE 13.93. L'« EAST SIDE STORY ». À gauche, l'extension de la forêt équatoriale africaine il y a 10 Ma ; au centre, la formation du rift africain entraîne une restriction de l'étendue forestière ; à droite, la répartition des chimpanzés à l'ouest (grisé) et des premiers Hominidés à l'est (noir).

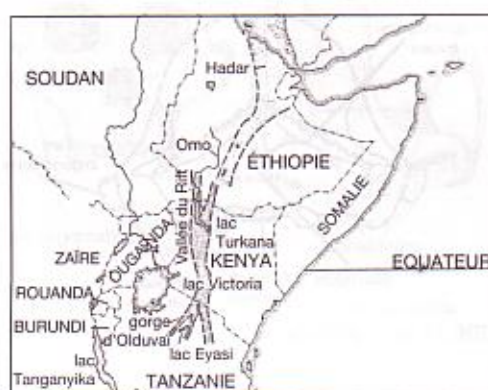


FIGURE 13.94. LES GRANDS GISEMENTS À AUSTRALOPITHÈQUES DE L'AFRIQUE ORIENTALE.



FIGURE 13.95. LA RECONSTITUTION DU SQUELETTE DE « LUCY » (en noir la reconstitution, en blanc les ossements récoltés).

¹ en l'honneur du « tube » de l'été 74, *Lucy in the Sky with diamonds*, des Beatles.

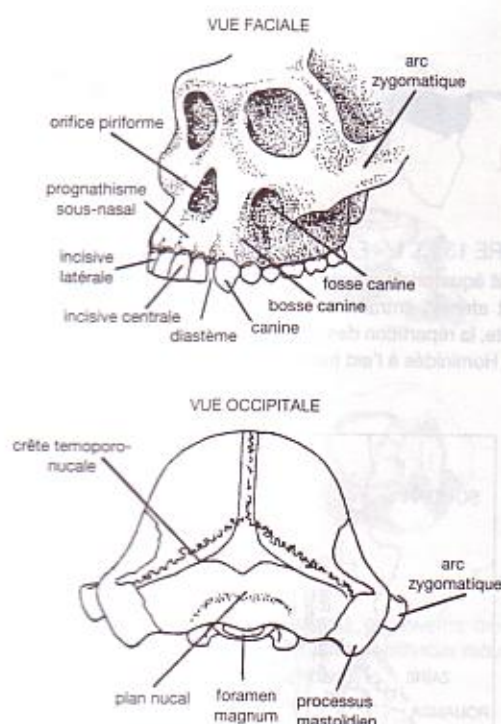


FIGURE 13.96. AUSTRALOPITHECUS AFARENSIS.

moyenne), possédant une boîte crânienne relativement petite ($\approx 360 \text{ cm}^3$) et qui présente de nombreux caractères simiesques (fig. 13.96) :

- une pneumatisation des processus mastoïdiens,
- une crête temporo-nucale,
- un prognathisme sous-nasal prononcé,
- un diastème entre l'incisive latérale et la canine supérieure.

Les proportions corporelles d'*A. afarensis* sont particulières : ses membres inférieurs sont relativement courts

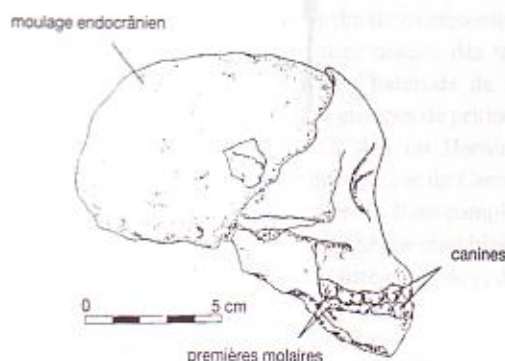


FIGURE 13.97. AUSTRALOPITHECUS AFRICANUS ; L'« ENFANT DE TAUNG ».

par rapport aux membres supérieurs, et le poids relatif des différents segments corporels (intermédiaire entre ceux de l'homme et du chimpanzé) montre que le centre de gravité de Lucy était en position relativement basse. D'autre part, la morphologie du condyle fémoral distal témoigne d'une certaine souplesse du genou, et l'orientation de la cavité glénoïde de la scapula (omoplate) indique une certaine facilité à se suspendre aux branches. Sa démarche bipède devait donc être moins assurée que celle de la plupart des femmes modernes : c'était une forme de bipédie un peu chaloupée, associée à un grimper arboricole.

Australopithecus africanus, connu exclusivement en Afrique du Sud dans des gisements vieux de - 3,2 à - 2,8 Ma, est la première espèce d'Hominidés à avoir été décrite en 1925 par Raymond Dart. Ce fossile qui comporte une face entière et un moulage endocrânien naturel est celui d'un jeune individu, l'« enfant de Taung », dont l'âge est estimé à six ans. Des découvertes ultérieures permettent d'estimer la taille et le poids de l'espèce : elle est un peu plus grande qu'*A. afarensis* ($\approx 1,30 \text{ m}$) et un peu plus lourde ($\approx 40 \text{ kg}$). Son crâne est plus globuleux et plus grand ($\approx 485 \text{ cm}^3$). La face est un peu plus courte que celle d'*A. afarensis*, avec un prognathisme infra-nasal moins marqué et le diastème entre l'incisive et la canine est souvent absent (fig. 13.97).

Australopithecus anamensis, découvert en 1995 au Kenya, vieux de - 4,4 à - 3,2 Ma, associe des caractères crâniens et dentaires plus primitifs que ceux d'*A. afarensis*. Cette forme très archaïque se distingue par sa petite taille, ses canines plus fortes, ses petites molaires et son émail très fin. Elle est rattachée au rameau humain parce que le *foramen magnum* (ouverture de la base du crâne permettant le passage de la moelle épinière) est disposé plus en avant sur la face inférieure du crâne que chez le chimpanzé, caractère normalement lié à la bipédie.

Australopithecus bahrelgazahli, baptisé « Abel », a été découvert au Tchad en 1995, hors de la province est-africaine. C'est une forme archaïque qui provient d'un niveau sans doute plus ancien que 3 Ma. Cette découverte, exceptionnelle par sa localisation à 2 500 kilomètres de la région classique d'évolution des Hominidés, ne remettrait pas en cause l'hypothèse de l'« East Side Story » : selon Coppins la différenciation entre les grands singes et les Hominidés se serait passée vers - 8 Ma. Pour que l'hypothèse devienne obsolète, il faudrait découvrir des australopithèques de - 8 Ma au Tchad ou bien des chimpanzés de - 3 Ma en Éthiopie : « Abel » nous montre simplement que les australopithèques étaient peut-être plus nomades que nous ne le pensions.

Australopithecus boisei et *A. robustus*, ainsi que *A. ethiopicus* pour certains chercheurs, sont considérés comme des espèces robustes (fig. 13.98). Ils se caractérisent par leurs

mâchoires énormes et leurs petits cerveaux (410 à 530 cm³). *A. robustus* n'a été trouvé qu'en Afrique du Sud (Kromdraai et Swartkrans) et date d'environ - 2 Ma. *A. boisei* n'a été trouvé qu'en Afrique de l'Est (Kenya, Tanzanie et Éthiopie) dans des niveaux datés de - 2,2 à - 1,2 Ma. Les australopithèques « robustes » se distinguent par une ossature extrêmement massive et des superstructures fortement marquées, notamment chez les mâles : crêtes sagittale et nucale fortes, forte saillie des arcades zygomatiques témoignant d'une musculature masticatrice puissante, grosses molaires et prémolaires chez les spécimens les plus tardifs. Ils sont grands ($\approx 1,50$ m) et relativement lourds (≈ 50 kg). Actuellement on suppose que ces formes dérivent d'*A. afarensis* ou d'*A. africanus*. Elles s'éteignent aux alentours de - 0,7 Ma, probablement suite à la compétition avec une forme plus évoluée : *Homo habilis*.

La découverte récente, en 1996 dans la région de l'Aouache (Éthiopie), d'*Ardipithecus ramidus*, vieux de - 4,4 Ma, est venue relancer le débat sur l'origine des Hominidés. Cette nouvelle espèce est annoncée comme l'Hominidé le plus ancien. Cependant, certains caractères morphologiques d'*Ardipithecus ramidus* sont très proches de ceux des chimpanzés nains actuels. L'Ardipithèque est-il un véritable Hominidé possédant de nombreuses convergences avec les grands singes ? est-il un grand singe qui a développé des caractères plus humains ? Si l'Homme et les grands singes africains ont un ancêtre commun, il est évident que plus on se rapproche de la souche, plus il est difficile d'isoler les caractères des uns et des autres.

Malgré les nombreuses découvertes des vingt dernières années, la phylogénie des Australopithèques (fig. 13.99) est encore imprécise. Il n'en reste pas moins que, de la souche des *A. afarensis* émergent les *A. africanus* (et peut-être les *A. aethiopicus*), ce que confirme pour l'instant la chronologie. La lignée des *Homo*, quant à elle, est enracinée soit dans le groupe des *A. afarensis*, soit dans celui des *A. africanus*.

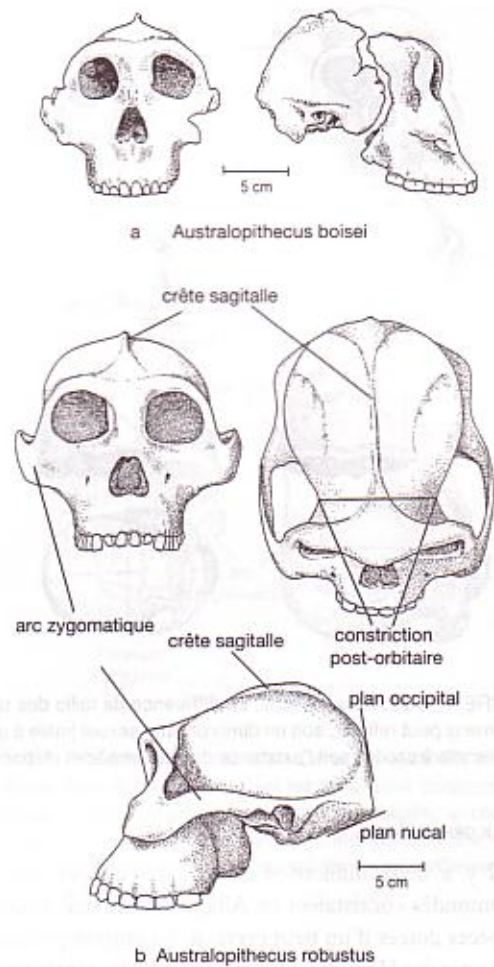


FIGURE 13.98. LES AUSTRALOPITHÈQUES ROBUSTES : a - *Australopithecus boisei*, b - *Australopithecus robustus*.

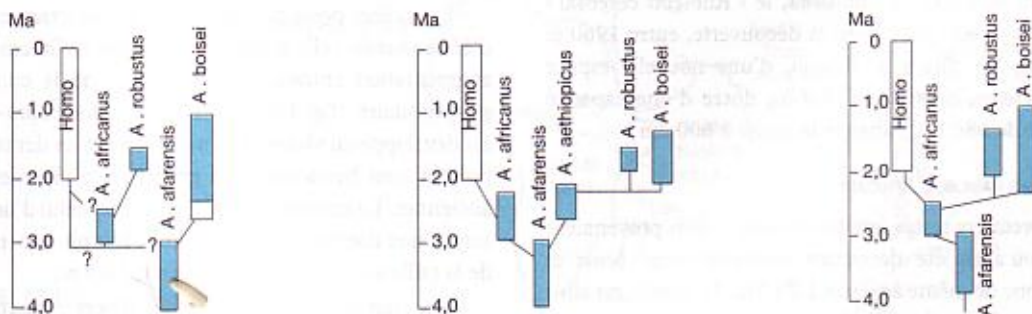


FIGURE 13.99. TROIS ARBRES PHYLOGÉNÉTIQUES POUR LES HOMINIDÉS. Le schéma du centre est actuellement le plus prisé : *A. aethiopicus* y est considéré comme l'ancêtre des autres australopithèques robustes.

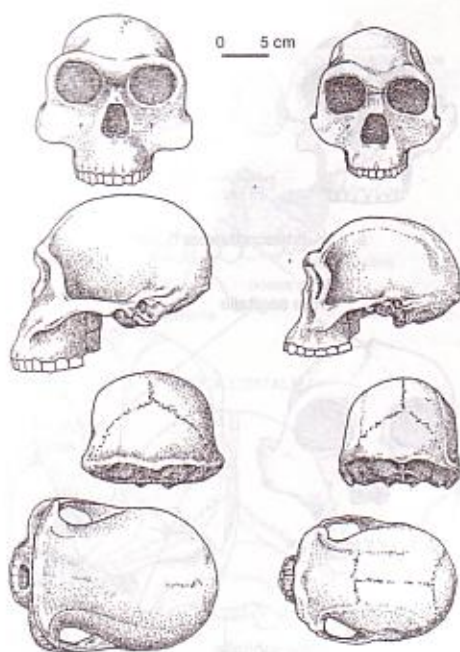


FIGURE 13.100. *HOMO HABILIS*. La différence de taille des deux spécimens peut refléter, soit un dimorphisme sexuel (mâle à gauche, femelle à droite), soit l'existence de deux espèces distinctes.

4.3 LE GENRE *HOMO*

Il y a deux millions d'années, deux types distincts d'Hominidés coexistaient en Afrique. L'un était composé d'espèces dotées d'un petit cerveau, les australopithèques, l'autre par des Hominidés à gros cerveau : les représentants du genre *Homo*. La définition du genre *Homo* a toujours prêté à discussion car, si l'on peut dresser une liste d'un certain nombre de caractères anatomiques (aspects du pelvis, du fémur, des dents...), la dimension du cerveau a constamment occupé une place privilégiée. Appartenir au genre *Homo*, c'est être un Hominidé à gros cerveau, et la question fondamentale est alors de savoir de quel volume ce cerveau doit être. Avant 1964, le « Rubicon cérébral » était de 700 à 800 cm³. Mais la découverte, entre 1960 et 1963 dans les gorges d'Olduvai, d'une nouvelle espèce fossile d'*Homo*, baptisée *H. habilis*, dotée d'une capacité crânienne de 680 cm³, abaissa la limite à 600 cm³.

4.3.1 *HOMO HABILIS*, L'AFRICAIN

Les premiers restes fossiles d'*Homo habilis* provenaient du site où avait été découvert *Australopithecus boisei* et étaient donc de même âge, soit 1,75 Ma. *H. habilis* est ainsi un contemporain des derniers australopithèques, et certains aspects anatomiques l'en distinguent (fig. 13.100) :

- la constriction post-orbitaire est moins accusée et la paroi osseuse du crâne est plus mince,
- les mâchoires et la denture sont moins massives.

Le mode d'usure du revêtement dentaire chez *H. habilis* n'est pas différent de celui des australopithèques, et traduit un régime frugivore. Ce n'est qu'avec l'apparition d'*H. erectus* que le mode d'usure du revêtement dentaire changera brusquement, indiquant l'introduction d'une quantité appréciable de viande dans le régime alimentaire.

Les outils de pierre taillée (tranchoirs [choppers], grattoirs et éclats pointus) font leur apparition dans les gisements fossilifères il y a 2,5 Ma : cette industrie, dite olduvaienne, coïncide avec l'émergence d'*H. habilis* (l'« homme capable, adroit »), espèce que l'on ne connaît que sur le continent africain.

4.3.2 *HOMO ERECTUS* ET LA SORTIE D'AFRIQUE

Sur les bords du lac Turkana (Kenya) fut découvert en 1984, dans un niveau daté de - 1,6 Ma, un squelette d'hominidé différent par la plupart de ses caractères des Australopithèques et de l'*Homo habilis*. Ce fossile très complet, appelé le « squelette de Nariokotome » ressemblait à une autre espèce d'Hominidé, plus évoluée et habituellement plus récente, celle des Pithécantropes connus en Asie dans des niveaux datés de - 1,2 à - 0,4 Ma.

Dès 1890, Dubois avait découvert dans des dépôts fluviaux de Java, le Pithécantrope (singe-homme) dressé, *Pithecanthropus erectus*. Puis en 1927 fut découvert, à Zhoukoudian près de Beijing, le Sinanthrope, *Sinanthropus pekinensis*. En 1940, toutes ces formes asiatiques (fig. 13.94 p. 584) furent regroupées dans l'espèce *Homo erectus*, dont on connaît aujourd'hui des restes un peu partout en Afrique, en Asie et en Europe (fig. 13.95 p. 584) : l'Atlantrope (= - 650 000 ans) à Ternifine en Afrique du Nord, la mâchoire de Mauer (= - 650 000 ans) en Allemagne (Heidelberg), l'Homme de Tautavel (= - 450 000 ans) dans les Pyrénées orientales, ainsi qu'à Oubeideiya (Israël, = - 700 000 ans) et Vértesszöllös (Hongrie, = - 300 000 ans).

Le crâne possède une capacité supérieure à celle d'*Homo habilis* : elle atteint en moyenne 1 000 cm³ et cette augmentation entraîne une réduction de la constriction post-orbitaire (fig. 13.101). Le bourrelet supra-orbitaire est développé en visière. Les mâchoires et les dents qu'elles portent sont beaucoup plus graciles que chez les formes anciennes. Le squelette de Nariokotome, celui d'un adolescent d'une douzaine d'années, nous fournit une indication de la taille adulte : elle est d'environ 1,65 m.

Les changements évolutifs des divers caractères chez *H. erectus* ne sont pas synchrones et varient suivant les populations : c'est une véritable évolution en mosaïque, et

cette polymorphie s'explique par la durée d'existence de l'espèce sur plus de 1,2 Ma et par sa rapide dispersion géographique à partir du berceau africain.

H. erectus a migré dans une grande partie de l'Ancien Monde, où il s'est adapté à des milieux très différents. Contrairement aux autres espèces animales qui ont une seule niche écologique, l'Homme moderne en a une multitude allant de la forêt équatoriale aux glaces polaires, en passant par le désert chaud ou froid, Tromsø, Mexico ou Ouessant. C'est *H. erectus* qui a entamé cette conquête de nouveaux biotopes.

L'âge de la mandibule d'un *H. erectus*, découverte récemment dans le Caucase (l'Homme de Dmanisi), estimé entre - 1,5 et - 2 Ma, doit être considéré avec prudence, car cette ancienneté est associée à des caractères anatomiques que l'on retrouve chez des formes beaucoup plus récentes. Il en est de même pour l'industrie lithique de Chilhac (Massif Central) datée de - 1,5 à - 1,8 Ma. Si ces âges sont confirmés, cela signifie que la « sortie d'Afrique » aurait été très précoce et peut être même le fait d'*H. habilis*. Pour le moment, les jalons de cette migration sont encore très mal datés et, si l'on fait exception de la mandibule de Dmanisi et de l'industrie lithique de Chilhac, les premiers *H. erectus* arrivent en Asie vers - 1,2 Ma et en Europe occidentale vers - 780 000 ans.

À partir de la dispersion hors d'Afrique, l'évolution d'*Homo erectus* se déroule sur un territoire si vaste que les échanges génétiques entre les différentes populations s'amenuisent. Certains spécimens présentent des caractères qui les rapprochent d'hommes plus récents : ainsi l'*Homo*

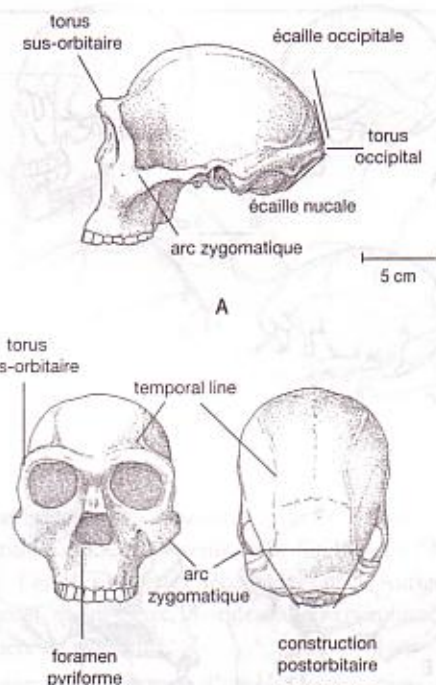


FIGURE 13.101. *HOMO ERECTUS*. Le crâne KNM-ER 3733(A) de Koobi Fora (Kenya) présentant les principaux caractères de l'espèce, à savoir, un important torus supra-orbitaire, un occipital anguleux pourvu d'un épais torus qui individualise une écale (= plan) occipitale et une écale nucale et un prognathisme infra-nasal accentué.



FIGURE 13.102. LES PRINCIPALES LOCALITÉS QUI ONT FOURNI DES FOSSILES D'*HOMO ERECTUS*.

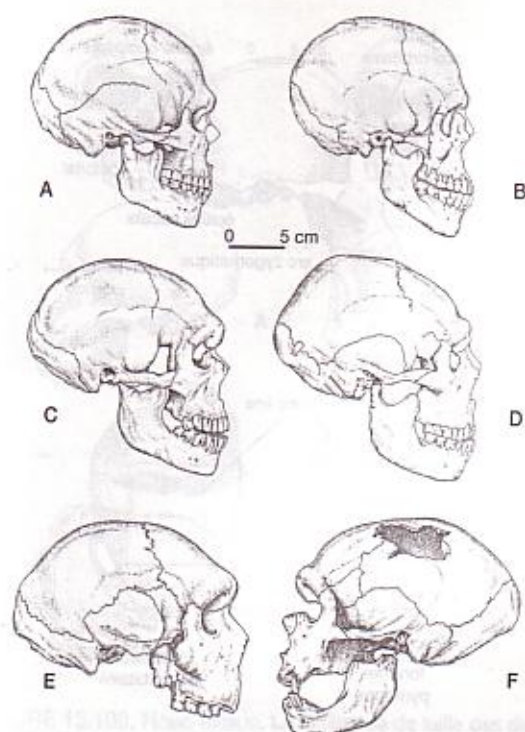


FIGURE 13.103. *HOMO SAPIENS*. Les crânes de Predmost (A, Tchéquie) et de Qafzeh (B, Israël) appartiennent à la sous-espèce *sapiens sapiens*, tandis que les crânes de La Ferrassie (C, Dordogne) et de Shanidar (D, Iraq) appartiennent à la sous-espèce *sapiens neanderthalensis* ; le crâne de Petralona (E, Grèce, = 400 000 ans) rappelle certains caractères d'*Homo erectus* (boîte crânienne large et aplatie, grande et plate écaille nucale pour l'attache des puissants muscles du cou) et représente probablement la souche des Néandertaliens en Europe ; le crâne du « vieillard » de la Chapelle-aux-Saints (F, Corrèze, = 40 000 ans) possède une base déformée par l'arthrose et une forme arrondie de la crête alvéolaire mandibulaire par perte des dents antérieures à sa mort.

erectus de Salé (Maroc = 400 000 ans) offre des caractères d'*H. sapiens* pour la région occipitale de son crâne tandis que celui de Tautavel semble annoncer *H. neanderthalensis*. Quoiqu'il en soit, l'abondance de l'industrie lithique et la maîtrise du feu (les plus anciens foyers entretenus datent de - 1,7 Ma en Chine et de - 1,4 Ma au Kenya) témoignent des capacités intellectuelles d'*Homo erectus*.

4.3.3 *HOMO SAPIENS*

L'origine des *Homo sapiens* reste mal documentée et les relations entre les deux sous-espèces, *H. sapiens neanderthalensis* et *H. sapiens sapiens* restent sujettes à discussion. Actuellement certaines espèces de Primates sont mono-

typiques tandis que d'autres sont polytypiques : les premières présentent des caractères qui varient continûment avec la latitude, la longitude ou l'altitude alors que les secondes se subdivisent nettement en sous-espèces géographiques. Chaque sous-espèce est formée d'un ensemble de populations dont les individus se distinguent des autres sous-espèces, tout en étant capables de se reproduire avec les individus de toute autre sous-espèce de la même espèce. Isolées par des barrières physiques, ces sous-espèces se différencient progressivement au cours du temps. Mais le processus peut parfois s'inverser, entraînant la fusion des sous-espèces et la naissance d'hybrides. Si l'hybride se révèle être un succès adaptatif, il proliférera au détriment des deux sous-espèces parentales. On envisage actuellement que l'*Homo sapiens* se soit différencié en sous-espèces géographiques locales : l'Homme de Néandertal en constitue clairement une, et à l'extrémité du bassin méditerranéen, l'Homme de Qafzeh (Palestine) en constitue une autre. Comparés aux crânes modernes (*H. sapiens sapiens*), les crânes néandertaliens (*H. sapiens neanderthalensis*) sont longs (dolichocéphales), bas (platycéphales) et massifs ; leur face est projetée en avant, notamment dans la région du nez et des dents. La boîte crânienne moderne est plus haute et plus arrondie ; le nez et les dents ont tendance à s'aligner avec les orbites (fig. 13.103).

L'Homme de Néandertal, connu depuis 1856, a été bien documenté avec la découverte en 1908 de l'Homme de la Chapelle-aux-Saints (Corrèze) qui est devenu le stéréotype de la sous-espèce *Homo sapiens neanderthalensis* (fig. 13.103f). Morphologiquement, les Néandertaliens forment un groupe cohérent, facile à caractériser : trapus (= 1,50 m), ils ont un faciès archaïque, avec un front fuyant et un torus supra-orbitaire proéminent, un prognathisme prononcé, une mandibule toujours dépourvue de menton et dotée d'un espace entre la troisième molaire et la branche montante du maxillaire inférieur. La capacité crânienne est souvent élevée (de 1 245 à 1 740 cm³ avec une moyenne de 1 560 cm³), et certains caractères morphologiques (membres courts, forts sinus) semblent correspondre à une adaptation au climat froid. Le crâne de l'Homme de Petralona (fig. 13.102), découvert dans une grotte grecque et âgé d'au moins 400 000 ans, présente des caractères d'*H. erectus* associés à des traits anatomiques de Néandertaliens. Il est considéré actuellement comme le plus ancien représentant des *Homo sapiens* archaïques. Les archives fossiles montrent que les Néandertaliens, dont la répartition géographique s'étend du Portugal à l'Ouzbékistan (fig. 13.104), ont disparu d'est en ouest, entre 45 000 et 32 000 BP¹.

¹ BP = Before Present, c'est-à-dire avant 1950.

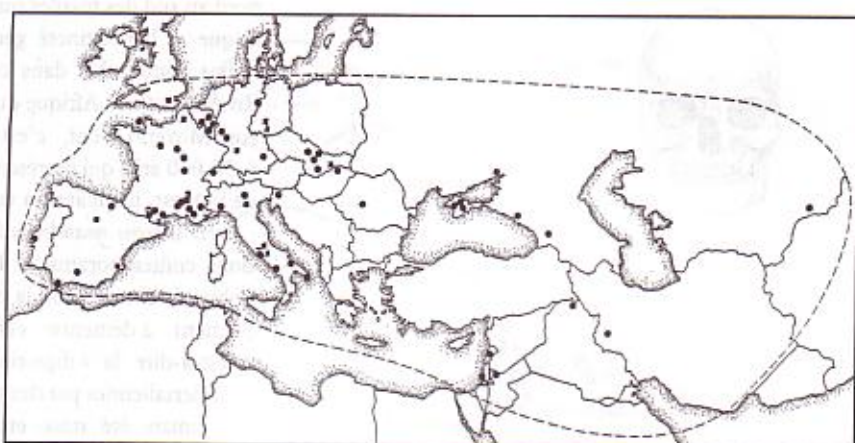


FIGURE 13.104. LA RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES SITES OÙ ONT ÉTÉ DÉCOUVERTS DES FOSSILES NÉANDERTALIENS.

Jusqu'au milieu du XIX^e siècle les théories concernant l'origine de l'Homme étaient élaborées par les théologiens. Des calculs plus ou moins compliqués, fondés sur le nombre de générations post-adamites, établissaient l'âge de la création de la Terre à $\approx 4\,000$ ans av. J.-C.¹ Cette estimation était parole d'évangile, et la plupart des paléontologues des XVIII^e et XIX^e siècles l'acceptèrent. C'est ainsi qu'un squelette, recouvert d'ocre et accompagné d'objets en ivoire de

mammouth, découvert à Paviland (pays de Galles) en 1822 fut identifié comme étant celui d'une Galloise de l'époque romaine. Les 17 squelettes découverts près d'Aurignac en 1852 eurent, quant à eux, l'honneur d'être réinhumés dans le cimetière de la localité.

La première découverte d'un *H. sapiens sapiens*, unanimement acceptée, fut celle de l'Homme de Cro-Magnon (30 000 BP) près des Eyzies (Dordogne) en 1868. Les

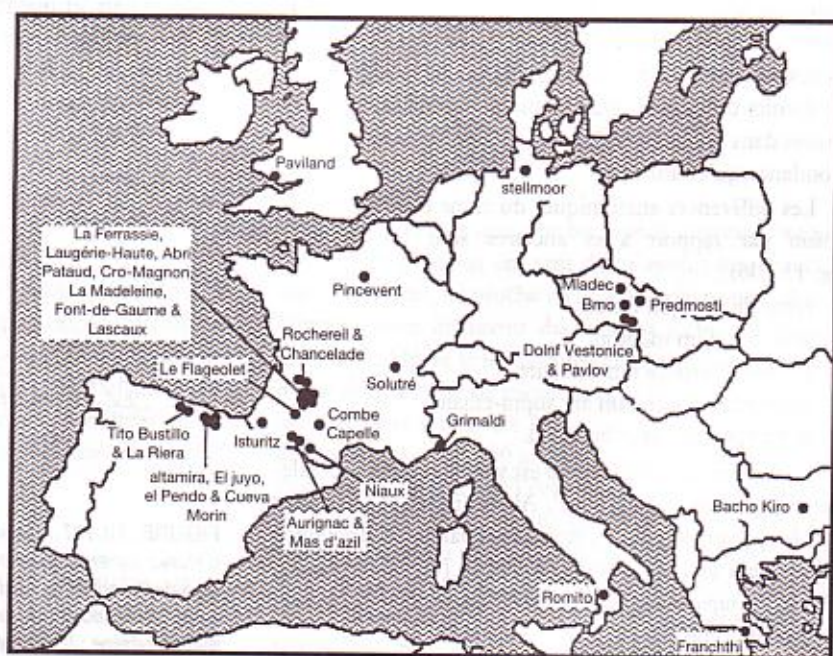


FIGURE 13.105. QUELQUES SITES D'HOMO SAPIENS SAPIENS.

¹ le record de précision doit être attribué à James Ussher (1581–1656), prélat irlandais, qui fixa la création du monde au 6 octobre 4004 av. J.-C., à 10 heures du matin, et la date du Déluge en 2349 av. J.-C.

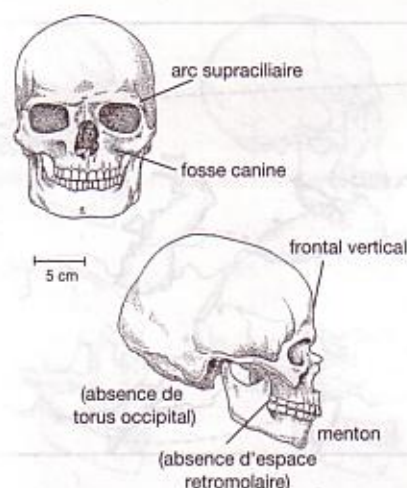


FIGURE 13.106. CRÂNE D'UN *HOMO SAPIENS SAPIENS* TROUVÉ SUR LES BORDS DU DON, À KOSTENKI.

squelettes de trois adolescents, de deux adultes et d'un très jeune enfant furent trouvés dans un niveau qui contenait des restes de mammouth, de lion et de renne, ainsi que des outils en pierre taillée. Vers la fin du XIX^e siècle de nombreuses autres découvertes précisaient l'existence d'un homme moderne : Mladec (1881), Brno (1891) et Predmosti (1894) en Moravie, Grimaldi (1874) en Italie, Chancelade (1888) et Combe-Capelle (1909) en France, dont l'âge s'échelonne entre 30 et 10 000 BP (fig. 13.105). Aujourd'hui des fossiles d'hommes anatomiquement modernes ont été trouvés dans toutes les régions du monde, mais en moindre abondance qu'en Europe.

Les différences anatomiques du crâne d'*Homo sapiens sapiens* par rapport à ses ancêtres sont les suivantes (fig. 13.106) :

- verticalisation du front,
- présence d'un menton,
- absence d'espace rétromolaire,
- individualisation d'un arc supra-ciliaire,
- disparition du torus occipital.

La capacité endocrânienne est variable, mais généralement supérieure à 1 350 cm³. Alors que chez *H. sapiens neanderthalensis* le crâne s'était principalement développé latéralement et étiré d'avant en arrière (dolichocéphalie), celui d'*H. sapiens sapiens* s'est développé vers le haut (brachycéphalie) (fig. 13.107).

L'anatomie de type « adapté au climat équatorial » des premiers *H. sapiens sapiens* en Europe indique peut-être leur provenance : l'Afrique ? Sur ce continent, on trouve du

nord au sud des fossiles qui présentent la modernité anatomique et l'ancienneté géologique nécessaires. Le site le moins contestable dans ce domaine est celui de Klasies River Mouth en Afrique du Sud (- 115 000 à - 80 000 ans). Au Moyen-Orient, c'est le site de Qafzeh en Israël (- 90 000 ans) qui représente le jalon le plus sûr. En Europe de l'Ouest, il apparaîtra vers - 35 000 ans.

H. sapiens neanderthalensis et *H. sapiens sapiens* furent donc contemporains, et la disparition des premiers reste l'objet de conjectures, la plus originale consistant tout simplement à démentir cette extinction ! L'introgression (c'est-à-dire la « digestion » génétique) des populations néandertaliennes par des populations d'hommes modernes n'a jamais été mise en évidence par l'observation de populations hybrides. La séquence d'un fragment d'ADN mitochondrial¹, long de 379 nucléotides, prélevé sur l'humérus d'un néandertalien daté d'au moins 30 000 ans vient d'être récemment comparée à celle de 2 051 hommes actuels des cinq continents. Cette comparaison a montré que l'ADN de l'homme de Neandertal diffère de celui de l'homme moderne par 26 substitutions en moyenne, alors qu'il n'y a que huit différences au sein des populations actuelles. Une des conclusions de cette étude est que les néandertaliens se sont éteints sans contribuer au patrimoine génétique des hommes modernes, renforçant l'idée d'une espèce à part, et que l'ancêtre commun daterait au moins de 500 000 ans. Ces résultats doivent cependant être interprétés avec prudence : l'analyse d'un gène ne suffit pas, car il peut simplement ne pas avoir contribué au polymorphisme actuel sur ce site de l'ADN.

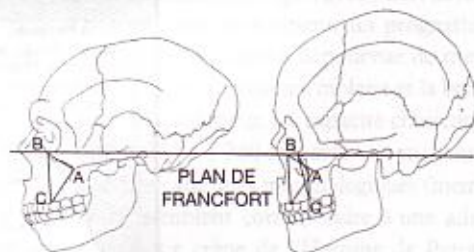


FIGURE 13.107. COMPARAISON DE LA SILHOUETTE CRÂNIENNE D'*HOMO SAPIENS NEANDERTHALENSIS* ET D'*H. SAPIENS SAPIENS* : le plan de Francfort (ou orbito-méatal) est une orientation standard calée sur le bord inférieur de l'orbite et l'émergence du canal auditif externe ; le triangle ABC (A = arête inférieure de la pommette, B = extrémité supérieure de la pommette ; C = bord antérieur de la première molaire) définit la projection en avant de la face des néandertaliens.

¹ ADN situé dans un compartiment de la cellule (mitochondrie) hors du noyau et transmis uniquement par la mère.

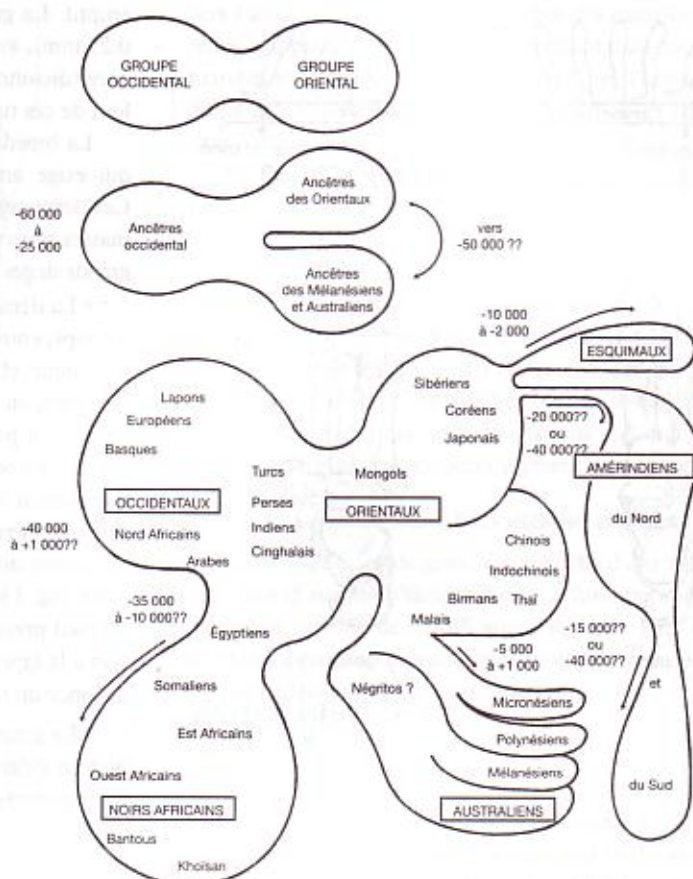


FIGURE 13.108. LA DIFFÉRENCIATION HISTORIQUE DES POPULATIONS HUMAINES D'APRÈS LES DONNÉES DE LA GÉNÉTIQUE (RHÉSUS, HLA ET Gm).

Reste que la plupart des spécialistes pensent, à présent, qu'il s'agit d'une extinction résultant du remplacement des néandertaliens par l'immigration de l'Homme moderne. Il n'est pas nécessaire d'envisager que ce remplacement d'une population par une autre se soit fait sur un mode brutal : un avantage de 1 % seulement dans la survie des hommes modernes par rapport aux néandertaliens aurait permis ce remplacement complet en 30 générations, soit un millénaire.

4.3.4 L'HOMME ACTUEL

Excepté quelques rares tribus esquimaudes, amérindiennes ou océaniques, soumises à des isolements géographiques relativement prolongés, la plupart des populations humaines actuelles sont très polymorphes.

Cela traduit le fait que, sur les grands espaces continentaux, les populations ont sans doute évolué au contact les unes des autres, de proche en proche, échangeant assez de migrants pour maintenir des niveaux élevés de brassage génétique. Même si les hommes ne s'étaient déplacés que d'une cinquantaine de kilomètres par génération, leur capital génétique aurait été brassé en une cinquantaine de générations, soit 10 000 ans, ce qui est extrêmement bref à l'échelle de l'histoire de l'évolution.

L'analyse du patrimoine génétique, en particulier au niveau de certains gènes du système immunitaire¹, permet de proposer un schéma de la différenciation historique des populations humaines (fig. 13.108). Nos ancêtres ont longtemps constitué une population unique et homogène dans l'Ancien Monde, avant de se différencier en deux groupes,

¹ du Complexe Majeur d'Histocompatibilité codant pour le système HLA (*Human Leucocytes associated Antigens*), le système des immunoglobulines et le système des TCR (*T-Cell Receptor*).

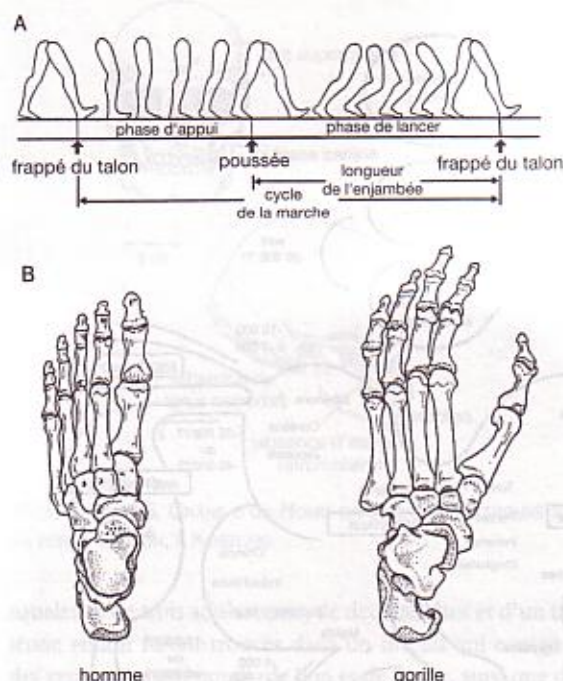


FIGURE 13.109. LES PHASES DE LA DÉMARCHE BIPÈDE (A) ET L'ANATOMIE COMPARÉE DU PIED DE L'HOMME ET DU GORILLE (B).

occidental et oriental. Ces deux groupes se seraient étendus vers le nord, et une série de migrations ultérieures pourraient avoir colonisé l'Australie et la Mélanésie puis les Amériques, en profitant d'une accessibilité favorisée par l'émersion du détroit de Bering lors de la baisse du niveau marin au dernier maximum glaciaire.

4.4 LES SPÉCIFICITÉS DE L'ÉVOLUTION HUMAINE

« Quelles ont été les modalités de l'évolution humaine ? » est une question qui induit autant de réponses qu'il y a de spécialistes qui s'intéressent au phénomène. Si certaines réponses restent conjecturales, d'autres sont relativement mieux établies.

4.4.1 L'APPARITION DE LA BIPÉDIE

À Laetoli, près du lac d'Eyasi en Tanzanie, affleurent plus de 130 mètres de couches de cendres volcaniques, datées de 3,5 à 3,8 Ma, dans lesquelles on a trouvé des restes d'Hominidés et d'exceptionnelles empreintes de pas fossilisés. La partie supérieure de la série est constituée pour les trois quarts de tufs éoliens, c'est-à-dire des cendres volcaniques remobilisées sous l'effet des vents. La plupart des autres lits de cendres intercalés entre les tufs éoliens sont des tufs aériens, c'est-à-dire des dépôts non remaniés

et restés quasiment intacts après leur dépôt à partir du nuage éruptif. La granulométrie assez fine du sédiment (0,05 à 0,25 mm), associée à des phénomènes de cimentation précoce (dissolution et précipitation de carbonate de sodium) font de ces tufs d'exceptionnels gisements fossilifères.

La bipédie est un exercice strictement « acrobatique » qui exige une multitude de modifications anatomiques. Ces dernières concernent le squelette et la distribution des masses musculaires, que l'on peut comparer avec celles des grands singes.

• La démarche bipède repose sur une alternance, sans à-coups, entre une phase d'appui et une phase de lancer, et cela pour chaque jambe (fig. 13.109A). Dans ce cycle d'actions, on peut distinguer des moments cruciaux comme celui de la poussée exercée, grâce à sa puissance motrice, par le gros orteil au début de la phase de lancer. Le positionnement du gros orteil par rapport aux autres doigts est donc important : chez l'homme, le gros orteil est parallèle aux autres doigts, alors que chez le gorille, il leur est opposable (fig. 13.109B). Chez *Australopithecus afarensis*, les os du pied présentent toutes les caractéristiques de l'adaptation à la bipédie, mais une légère incurvation des phalanges dénonce un mode de vie temporairement arboricole.

• Le genou humain peut être « verrouillé » dans la position en extension de la jambe durant la phase d'appui de façon passive, alors que le chimpanzé est incapable d'assurer l'extension de ses membres et doit recourir à la force musculaire pour soutenir son corps.

• Pendant la phase de lancer de la jambe, le centre de gravité du corps doit passer du côté de la jambe qui exerce le soutien (sinon la chute est assurée) ; or le corps a tendance à s'effondrer du côté où il n'est plus soutenu, et cette tendance doit être contrée par la contraction des abducteurs (moyen et petit fessiers) situés du côté de la hanche impliquée dans la phase d'appui (fig. 13.110). D'autre part chez l'homme, l'axe du fémur n'est pas dans le prolongement de celui du tibia comme chez les grands singes, mais « pointé » vers l'intérieur, ce qui modifie la morphologie du condyle fémoral. Le pied étant situé très près de la projection verticale du centre de gravité, lors de la marche il n'a pas besoin d'être beaucoup déplacé latéralement. Ce n'est pas le cas chez le chimpanzé, où le pied se situe largement à côté de la projection du centre de gravité. Pendant la marche bipède, celui-ci est obligé de balancer considérablement son corps au-dessus de la jambe qui porte le poids.

Les adaptations anatomiques sous-tendant la bipédie concernent aussi le bassin et la base de la colonne vertébrale. Le remodelage de l'aile iliaque accompagne l'apparition de la bipédie (fig. 13.111). Chez le chimpanzé, les ilions sont presque plats et dans le même plan que le dos de l'animal.

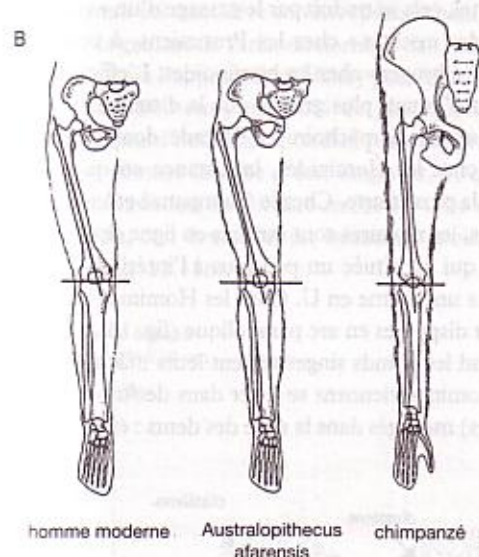
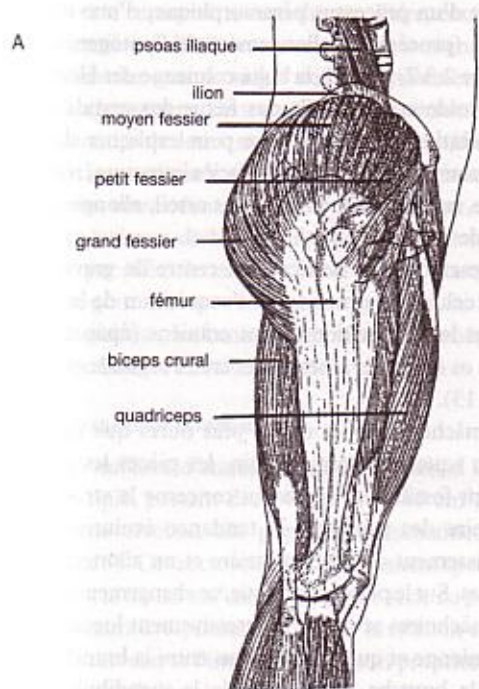


FIGURE 13.110. A = les muscles abducteurs (moyen et petit fessiers) maintiennent le corps en équilibre, lorsque le corps ne repose que sur une seule jambe ; B = l'angle fémoro-tibial chez l'homme, l'australopithèque et le chimpanzé.

Chez les australopithèques (*A. afarensis*), ils sont recourbés vers l'avant, de sorte que les attaches des muscles abducteurs, qui maintiennent le bassin horizontal au cours de la marche, sont déplacées sur les côtés. Chez l'homme moderne ces modifications sont amplifiées par un étirement dans le sens longitudinal, antépostérieur et de bas en haut.

Si, comme l'a remarqué John Napier, un anthropologue britannique, « la marche sur deux jambes qui caractérise l'homme est une entreprise risquée », il ne faut pas oublier que la bipédie est un mode de locomotion énergétiquement efficace, tout au moins dans le domaine des vitesses lentes à moyennes. Enfin, la position verticale d'*Homo sapiens sapiens* a certainement eu beaucoup d'autres conséquences que la libération de la main, par exemple sur la socialisation en favorisant de nouveaux types de relations : mimiques d'expression, langage gestuel, accouplement face à face...

4.4.2 L'ÉVOLUTION DU CRÂNE, DE LA MÂCHOIRE ET DES DENTS

Le passage du stade grand singe à celui d'australopithèque, puis d'australopithèque à celui d'homme a impliqué un certain nombre de modifications du crâne (fig. 13.112, p. 592). Le raccourcissement progressif de la face, la réduction de l'épaisseur de l'arcade zygomatique, l'aplatissement du triangle orbito-nasal qui fait remonter l'orifice piriforme entre les orbites, et l'importante augmentation du volume crânien sont les principales modifications qui illustrent cette évolution. On peut considérer l'hominisation comme

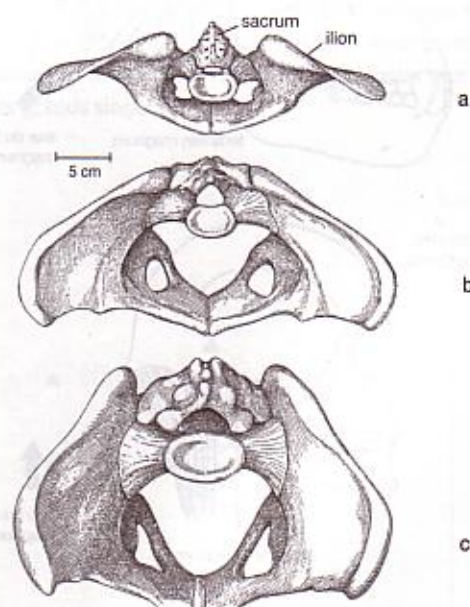


FIGURE 13.111. LA MORPHOLOGIE DU BASSIN CHEZ LE CHIMPANZÉ (a), LUCY (*AUSTRALOPITHECUS AFARENSIS*), b) ET L'HOMME MODERNE (c).

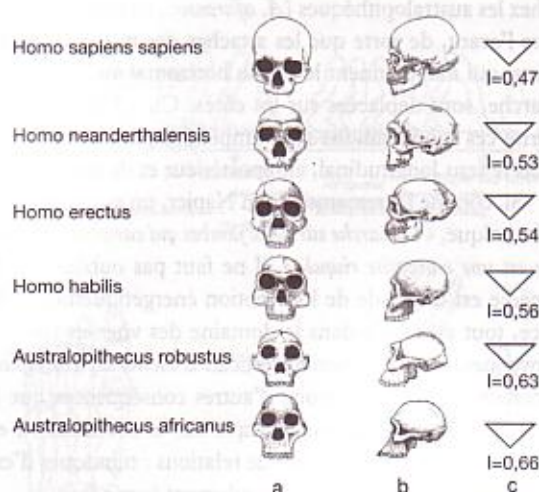


FIGURE 13.112. L'ÉVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE CRÂNIENNE D'Australopithecus africanus à Homo sapiens sapiens : a = vue de face, b = vue de profil, c = triangle orbito-nasal normalisé (I = rapport de la hauteur à la base).

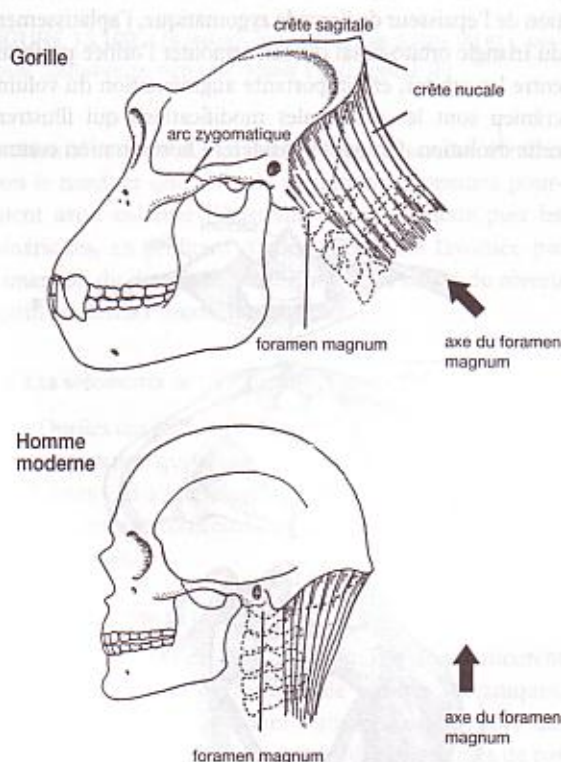


FIGURE 13.113. LA BIPÉDIE SE TRADUIT PAR UNE RÉDUCTION DE LA MUSCULATURE NUCALE ET DES CRÊTES OSSEUSES QUI PERMETTENT SON IMPLANTATION.

le résultat d'un processus pérarmorphique, d'une d'hypermorphose (processus d'allongement de l'ontogenèse, voir paragraphe 2.3.7, p. 552), la boîte crânienne des Hominidés restant ovoïde comme celle des fœtus des grands singes. Cette altération de l'ontogenèse peut expliquer de nombreux caractères des Hominidés : faciès immature, réduction du pelage, non-opposabilité du gros orteil, allongement de la durée de vie...

L'alignement à la verticale du centre de gravité de la tête avec celui du corps marque l'acquisition de la bipédie parfaite et la gracilisation des os crâniens (épaisseur plus faible des os du crâne, absence des crêtes sagittale et nucales (fig. 13.113).

Les mâchoires et les dents, plus dures que les autres pièces du squelette, sont, de loin, les pièces les plus fréquemment fossilisées. En ce qui concerne la structure de la mâchoire des primates, la tendance évolutive est un raccourcissement d'avant en arrière et un allongement de haut en bas. Sur le plan anatomique, ce changement implique que les mâchoires se soient progressivement logées sous la boîte crânienne et que l'angle obtus entre la branche montante et la branche horizontale de la mandibule se soit réduit, jusqu'à former un L chez l'homme. Sur le plan fonctionnel, cela se traduit par le passage d'un « système de capture des insectes » chez les Prosimiens, à celui d'une « machine à broyer » chez les hominoïdes. L'efficacité de la meule est d'autant plus grande que la distance entre l'axe de rotation de la mâchoire et l'arcade dentaire est plus courte : chez les Hominidés, la distance en question est devenue la plus courte. Chez le Chimpanzé et les Australopithecus, les molaires sont rangées en ligne droite, sauf la dernière qui est située un peu plus à l'intérieur : l'arcade dentaire a une forme en U. Chez les Hominidés ultérieurs elles sont disposées en arc parabolique (fig. 13.114).

Quand les grands singes serrent leurs mâchoires, leurs longues canines viennent se loger dans des intervalles (ou diastèmes) ménagés dans la série des dents : entre l'incisive

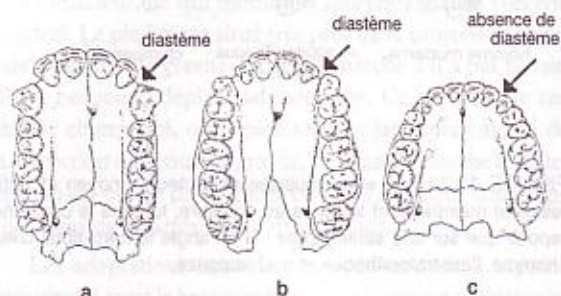


FIGURE 13.114. LES MAXILLAIRES DU CHIMPANZÉ (a), D'Australopithecus afarensis (b) ET DE L'HOMME MODERNE (c).

latérale et la canine au niveau du maxillaire, entre la canine et la première prémolaire au niveau de la mandibule. Les mâchoires des grands singes sont effectivement bloquées lorsqu'ils les serrent, de sorte que les mouvements latéraux de la mandibule leurs sont interdits. Chez *Homo sapiens sapiens*, les canines sont petites et ne dépassent pas le niveau des autres dents. Le diastème est absent et les mouvements latéraux de la mandibule permettent un broyage efficace par effet de meule... ainsi que la mastication du chewing-gum. Encore relativement grandes chez *Australopithecus afarensis*, les canines diminuent nettement de taille chez les premiers *Homo*.

4.4.3 L'EXPANSION CÉRÉBRALE

En 3 millions d'années, le volume cérébral des Homínidés a triplé, passant de 400 cm³ à 1 350 cm³, moyenne du volume cérébral des populations humaines actuelles (fig. 13.115). Cet accroissement, faussement spectaculaire, a suscité à la fin du XIX^e siècle toute une série de polémiques et de discours irresponsables quant à la relation entre le volume du cerveau et l'intelligence de son propriétaire. Chez l'homme moderne, la variabilité du volume cérébral est grande : avec à peine plus de 1 000 cm³, Anatole France, qui n'a jamais été considéré comme spécialement demeuré, était dans la gamme de variation normale des Pithécantropes, tandis qu'à l'opposé, Paul Valéry possédait un cerveau de près de 2 200 cm³, soit 60% de plus que le français moyen d'aujourd'hui. Mais il ne faut pas oublier qu'un volume croît comme le cube d'une longueur, et que si l'on compare la variation du volume cérébral à celle de la taille de l'individu, son évolution est beaucoup moins impressionnante (fig. 13.116).

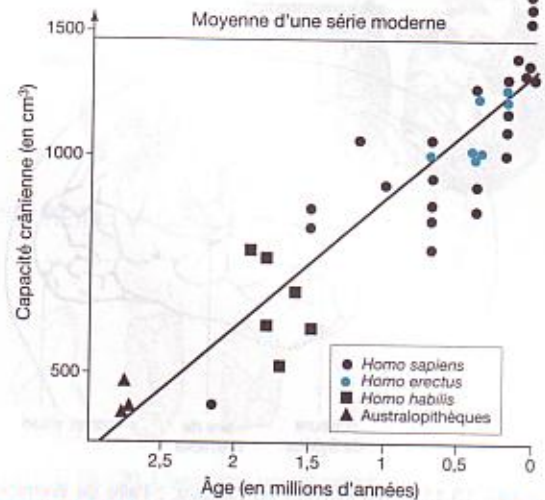


FIGURE 13.115. L'ÉVOLUTION DU VOLUME CÉRÉBRAL DEPUIS 3 MA.

Cependant, les implications liées à la croissance du cerveau sont variées. Le cerveau du grand singe adulte est 2,3 fois plus volumineux que celui du nouveau-né, tandis que chez l'homme le rapport est de 3,5. Bien que l'homme soit de dimension corporelle comparable à celle des grands singes, et qu'il ait une durée de gestation similaire, le nouveau-né humain est approximativement deux fois plus gros que le nouveau-né des grands singes, avec un cerveau deux fois plus gros également. La femme consacre donc, pendant une durée semblable de gestation, une part relativement plus grande en énergie et autres ressources à la croissance du corps et du cerveau de son fœtus que ne le font les grands singes.

Croissance linéaire
du cerveau ($H \sqrt[3]{V}$) cm

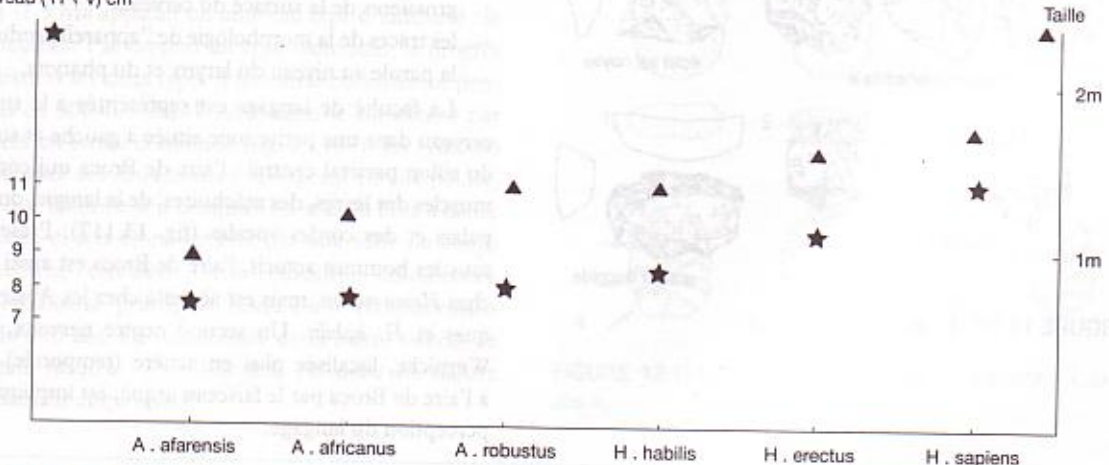


FIGURE 13.116. LA RELATION ENTRE LA STATURE ET LA CROISSANCE LINÉAIRE DU CERVEAU DES HOMINIDÉS : si chez les Australopithecus la dimension linéaire du cerveau croît moins vite que la taille, au contraire, chez l'homme, elle croît plus vite.

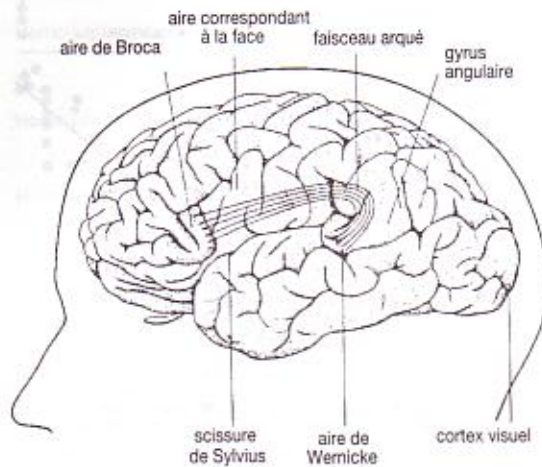


FIGURE 13.117. LES CENTRES DU LANGAGE : l'aire de Wernicke (compréhension de la parole) est reliée par le faisceau arqué à l'aire de Broca (contrôle physique de la parole).

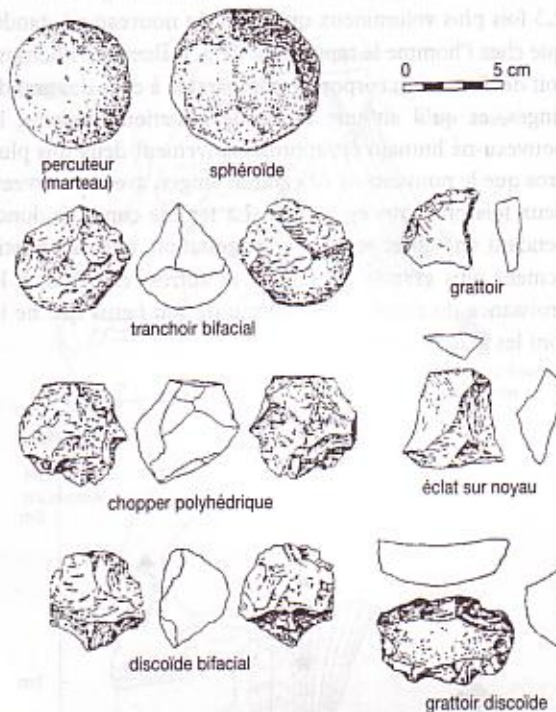


FIGURE 13.118. L'INDUSTRIE OLDUVAIENNE.

Une autre différence majeure concerne le mode de croissance. Chez les mammifères nidifuges¹ que sont les primates, la croissance cérébrale s'effectue rapidement jusqu'à la naissance, pour se poursuivre ensuite selon un rythme lent pendant un an environ. Chez l'homme, la phase de croissance prénatale rapide du cerveau se poursuit bien après la naissance, mode de développement qui caractérise les espèces nidicoles². En conséquence, tout se passe comme si la gestation durait 21 mois (9 mois *in utero* et 12 mois post-natals), et que le nouveau-né humain est beaucoup plus dépendant, et pour une plus longue période, que le petit des grands singes. Cette longue période de soins aux nouveau-nés, période d'apprentissage continuée, voire institutionnalisée ultérieurement, a certainement modifié considérablement la vie sociale des Hominidés.

Notons enfin que le cerveau de l'homme adulte, bien que ne représentant que 2 % du poids total du corps, consomme quelques 18 % de l'énergie disponible et que la performance du cerveau relève plus de la connectique neuronale que du nombre de neurones, accru par quelques mitoses supplémentaires des cellules cérébrales (néocorticales surtout).

4.4.4 L'APPARITION DU LANGAGE

Le langage, aptitude caractéristique de l'espèce humaine, ne laisse pratiquement aucun témoignage dans les archives fossilifères. Ce n'est qu'à partir du moment où des formes constantes d'écriture ont été utilisées que l'on peut avoir la certitude de l'existence du langage. Mais il est évident que le langage est apparu bien avant les premières tablettes d'argile sumériennes, il y a 6 000 ans.

Deux sortes d'indices de l'existence du langage peuvent être trouvées sur un fossile :

- les moulages endocrâniens qui fournissent des cartes grossières de la surface du cerveau,
- les traces de la morphologie de l'appareil producteur de la parole au niveau du larynx et du pharynx.

La faculté de langage est représentée à la surface du cerveau dans une petite zone située à gauche et sur l'avant du sillon pariétal central : l'aire de Broca qui contrôle les muscles des lèvres, des mâchoires, de la langue, du voile du palais et des cordes vocales (fig. 13.117). Présente chez tous les hommes actuels, l'aire de Broca est aussi observée chez *Homo erectus*, mais est absente chez les Australopithèques et *H. habilis*. Un second centre nerveux, l'aire de Wernicke, localisée plus en arrière (temporale) et reliée à l'aire de Broca par le faisceau arqué, est impliqué dans la perception du langage.

¹ les jeunes des espèces nidifuges sont relativement matures et peuvent, jusqu'à un certain point, être autonomes dès la naissance (chez les oiseaux on parlera du poussin).

² les jeunes des espèces nidicoles sont extrêmement immatures, incapables de survivre sans l'intervention des parents (chez les oiseaux on parlera d'oisillon).

Chez les mammifères, le larynx est disposé de deux façons différentes :

- soit en haut du cou, ce qui permet d'avaler la nourriture et simultanément de respirer,
- soit en bas du cou, et dans ce cas, le passage de l'air doit être temporairement fermé pendant que la nourriture est déglutie.

Le premier type de disposition existe chez les mammifères et les bébés humains jusqu'à l'âge de deux ans environ ; le deuxième type est celui trouvé chez les humains adultes. La position basse du larynx accroît considérablement l'espace disponible au-dessus de cet organe, ce qui permet de moduler les sons émis. La position du larynx est corrélée à la forme de la base du crâne : voûtée chez l'homme, elle est plane chez les autres mammifères et le bébé humain.

L'apparition du langage est une innovation majeure qui singularisera définitivement la lignée humaine : en multipliant les capacités d'information, elle facilitera le développement des structures socio-culturelles et la capitalisation du savoir.

4.4.5 L'INDUSTRIE LITHIQUE

Les plus anciens outils de pierre taillée proviennent d'Éthiopie et sont datés d'environ - 2,5 Ma. Il s'agit d'un ensemble de grattoirs, de tranchoirs (regroupés sous le nom de galets aménagés ou *choppers* en anglais) et d'éclats, tous très grossiers, résultant d'un petit nombre de percussions et réalisés avec une pierre en guise de marteau. Cette industrie, dite olduvaienne, représente la forme dominante de l'industrie de la pierre taillée pendant plus d'un million d'années (fig. 13.118). L'invention fondamentale de cette première industrie a été l'utilisation de la fracture conchoïdale.

Vers -1,5 Ma apparaît un nouveau type d'industrie : le type acheuléen. Par rapport au type olduvaien, le progrès est modeste et les deux types d'industrie coexisteront pendant plus de 500 000 ans. L'Acheuléen se caractérise par des bifaces en forme d'amande (fig. 13.119). La symétrie du biface, avec ses deux bords convergeant en une pointe, requiert que la forme soit imaginée au sein du bloc à tailler et que celui-ci soit alors travaillé par une série de coups soigneusement calculés. Cette industrie acheuléenne restera l'industrie principale jusqu'à son remplacement vers - 150 000 ans. La technologie de la pierre taillée, de son origine jusqu'à - 150 000 ans, est donc de nature essentiellement empirique.

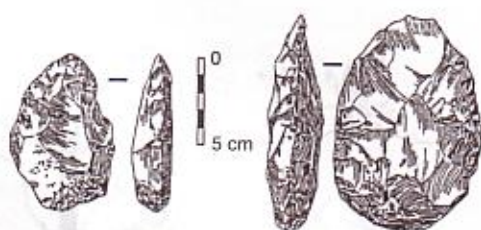


FIGURE 13.119. QUELQUES BIFACES ACHEULÉENS TARDIFS.



FIGURE 13.120. L'INDUSTRIE MOUSTÉRIENNE.

Tout change avec l'apparition de la vaste gamme d'outils plus raffinés de la culture moustérienne (fig. 13.120). Une nouvelle technique de grands éclats, appelée « technique Levallois »¹, implique une préparation beaucoup plus poussée du nucléus. On ne « taille » plus la pierre : on en extrait des éclats et des lames que l'on façonne (fig. 13.121). Une conséquence pratique immédiate de la préparation soignée du nucléus est une exploitation plus efficace du matériau brut. Si la méthode acheuléenne ne donnait qu'une dizaine de centimètres de longueur de tranchant utile, en partant d'un noyau de silex de 450 grammes, la méthode moustérienne en fournissait une bonne dizaine de mètres.

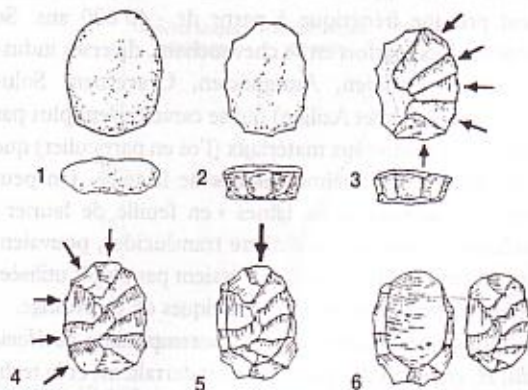


FIGURE 13.121. LES DIFFÉRENTS STADES DU DÉBITAGE « LEVALLOIS ».

¹ du site de Levallois-Perret, dans les Hauts-de-Seine, où ce type d'outils fut trouvé pour la première fois.

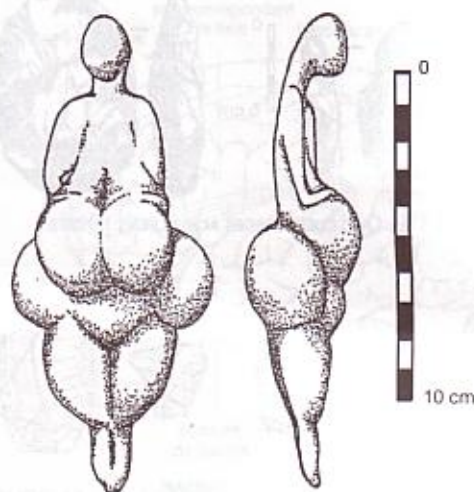


FIGURE 13.122. LA « VÉNUS DE LESPUGUE » (HAUTE-GARONNE) DATÉE DU GRAVETTIEU (= 30 000 BP).

La précision du débitage nécessite des percuteurs plus efficaces : baguettes en buis, en os ou en cornes se substituent au percuteur en pierre. Pour la technique on utilise :

- la percussion directe,
- la percussion indirecte où la pierre est frappée sur le percuteur qui joue en rôle d'enclume,
- la pression contrôlée, sans choc, qui permet de détacher de minuscules éclats.

Le rythme d'apparition des cultures de la pierre taillée devient presque frénétique à partir de - 40 000 ans. Se succèdent alors, parfois en se chevauchant, diverses industries (Châtelperronien, Aurignacien, Gravettien, Solutrénien, Magdalénien et Azilien) qui se caractérisent plus par l'utilisation de nouveaux matériaux (l'os en particulier) que par des innovations technologiques de la taille. On peut même se demander si les lames « en feuille de laurier » solutréennes, fines au point d'être translucides, pouvaient encore servir d'outils, ou si elles n'étaient pas plutôt utilisées à des fins de pratiques rituelles, artistiques ou de prestige.

L'industrie acheuléenne était contemporaine de *Homo habilis*, *H. erectus* et des premiers néandertaliens, et la technique moderne de fabrication des outils (Paléolithique supérieur en Europe et Âge de pierre tardif en Afrique) est apparue entre - 50 000 et - 35 000 ans, bien longtemps après l'apparition d'*H. sapiens sapiens*. Il semble donc qu'il y ait découplage entre l'évolution biologique et l'évolution techno-culturelle.

4.4.6 LA DIMENSION SOCIALE ET CULTURELLE

En domestiquant le feu, l'homme va se distinguer des autres représentants de la biosphère. La maîtrise du feu, qui remonte à 500 000 ans au moins, est l'œuvre d'*Homo erectus*. Elle fournit dès son invention le chauffage et la lumière, c'est-à-dire la capacité de conquérir des pays froids, d'occuper les cavernes, de se protéger des bêtes sauvages, de cuire ses aliments, et permettra plus tard l'éclosion de la poterie, de la métallurgie et de l'art, via la fabrication de l'ocre rouge. Le feu c'était aussi, et surtout, le foyer et les veillées festives du groupe, avec toute l'organisation sociale qui en découle.

La sépulture apparaît vers 100 000 BP, mais de façon occasionnelle. Les premiers ensevelissements ritualisés (lits de fleurs, ornements divers, « décoration » du cadavre à l'ocre...) datent de 50 000 BP.

Après avoir fabriqué pendant près de 2,5 Ma des outils de pierre purement utilitaires, *Homo sapiens* effectue un progrès décisif vers 35 000 BP, à l'Aurignacien. Tout en utilisant de nouveaux matériaux pour ses outils pratiques (os et corne), il crée les premiers objets symboliques : des perles, des pendentifs, des dessins, des sculptures... (fig. 13.122).

Les arcs les plus anciens, datés de 11 000 BP, ont été retrouvés dans une tourbière allemande. Si des pointes de flèches plus anciennes (16 000 BP) sont connues, on ignore malheureusement le type de propulseur utilisé. Pour la chasse, il s'agissait d'un progrès décisif : la vitesse du trait tiré par un arc est au moins triple de celle de la sagaie.

Vers 10 000 BP débute ce que l'on appelle la révolution agricole (ou Néolithique). Les populations humaines qui pourvoyaient à leur subsistance au moyen de diverses formes de chasse et de cueillette se tournent vers la domestication des plantes et des animaux. Cette révolution agricole apparaît dans le « Croissant fertile » : la Mésopotamie (le pays entre les deux fleuves, *meso potamos* [meso = entre, potamos = fleuve], le Tigre et l'Euphrate) et l'actuelle Turquie. Mais elle a aussi été réalisée, de façon indépendante et un peu plus tard, en Amérique centrale et en Chine (fig. 13.123). La naissance de l'agriculture engendrera de formidables changements :

- la sédentarisation des populations humaines et l'apparition des cités,
- un accroissement de la population qui passera de 10 à 100 millions d'individus en moins de 5 000 ans,
- la formalisation, le raffinement et la diversification des relations sociales,
- les premières observations scientifiques, avec l'astronomie...

Mais cette révolution agricole entraînera aussi certains revers : le regroupement des individus favorisera la trans-

mission des maladies, et la sédentarisation augmentera la vulnérabilité de ces premières sociétés lors des périodes difficiles comme les disettes.

Façonner un récipient en argile et le pétrifier par cuisson au four témoigne d'une technologie sophistiquée. Malheureusement l'argile cuite est poreuse, ce qui est fâcheux pour conserver des liquides. Pour remédier à ce problème, *Homo sapiens sapiens* (qui ne dispose à l'époque d'aucun vernis protecteur) enfume son four : les poteries s'incrument alors de particules de carbone, deviennent noires et étanches. Les plus anciens tessons connus ont été trouvés dans le massif de l'Aïr (Sahara) et sont datés de 9 000 BP, alors qu'en Europe occidentale ils atteignent rarement 6 000 BP.

C'est dans la ville d'Uruk, en basse Mésopotamie, que l'on trouve les premières traces d'écritures vers 7 000 BP. Ce sont des boules creuses d'argile, renfermant des cônes de tailles variées, des billes, des pastilles... sur lesquelles on grave la liste du contenu de façon symbolique. Puis, rapidement, la gravure se fera sur des tablettes d'argile à l'aide d'un roseau taillé en biseau : on obtient une empreinte triangulaire en forme de coin : l'écriture cunéiforme (du latin *cuneus*, coin). L'écriture est née au moins trois fois, en trois endroits différents du monde : en Chine, en Mésopotamie et dans le Yucatán.

La roue serait d'abord apparue, en position horizontale, sur le tour du potier en Mésopotamie (6 000 BP). Moins de cinq cents ans plus tard elle est mise en position verticale, puis allégée au moyen de rayons (4 000 BP). En quelques dizaines de siècles, elle va diffuser à partir de la Mésopotamie (Syrie, Égypte, Chine, Bohême...).

4.4.7 L'APPROCHE MOLÉCULAIRE : DE L'ARBRE DES HOMINOÏDES À LA DISCUTABLE « ÈVE AFRICAINE »

L'histoire évolutive de toute espèce vivante est enregistrée dans ses gènes et leur analyse permet aujourd'hui d'aborder et d'élucider certains problèmes de phylogénèse. Avant l'avènement de la biologie moléculaire, on pensait que les grands singes africains et asiatiques étaient étroitement apparentés, et que les Hominidés avaient divergé des grands singes il y a au moins 15 Ma car *Ramapithecus* était considéré comme un hominidé (fig. 13.124 A). À l'époque, on considérait que les trois grands singes – chimpanzé, gorille, orang-outan – constituaient un groupe monophylétique, l'homme en étant génétiquement distant¹.

En 1963, le résultat des comparaisons immunologiques entre protéines du sang prélevées chez l'homme et les grands singes montraient que l'homme était plus proche

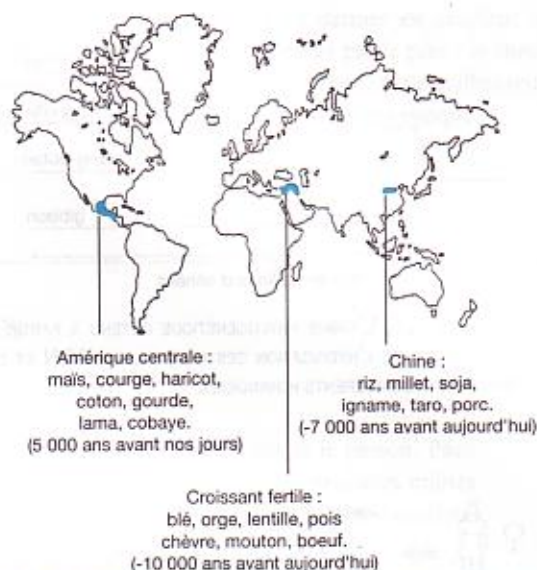


FIGURE 13.123. LES CENTRES MAJEURS D'INVENTION DE L'AGRICULTURE.

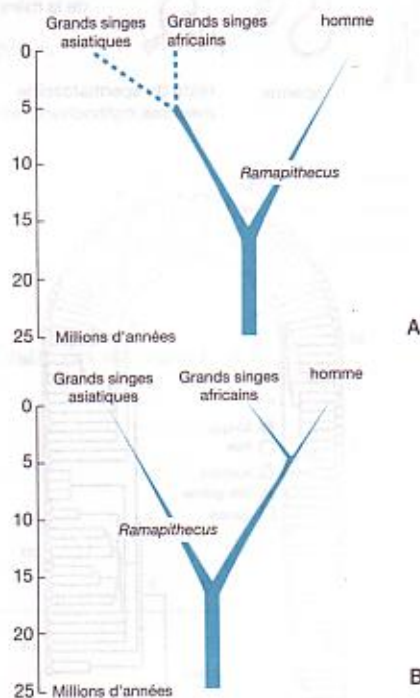


FIGURE 13.124. LA PHYLOGÉNIE DES HOMINOÏDES : A = avant l'avènement de la biologie moléculaire, B = après l'avènement de la biologie moléculaire.

¹ cette idée, formulée dans les années 1940–1950, était différente de celle de Darwin et Huxley qui considéraient que les grands singes africains et l'homme étaient étroitement apparentés, le grand singe asiatique étant plus éloigné.

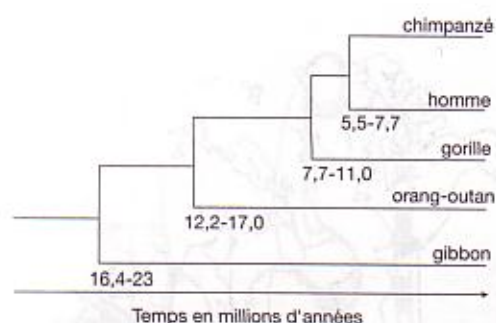
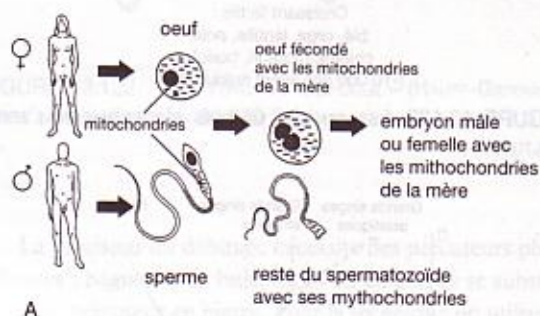
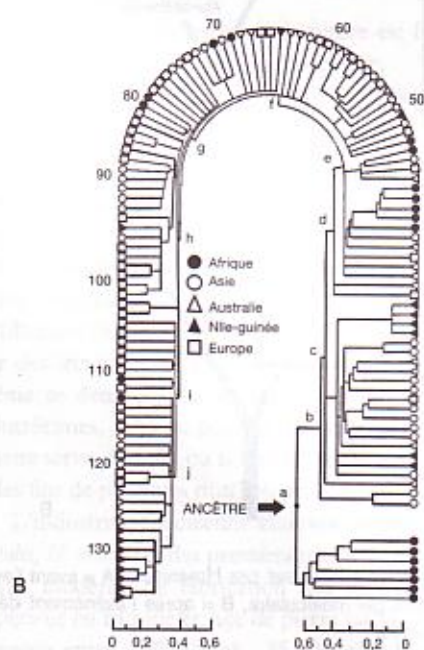


FIGURE 13.125. L'ARBRE PHYLOGÉNÉTIQUE OBTENU À PARTIR DES DONNÉES ISSUES DE L'HYBRIDATION DES MOLÉCULES D'ADN ET DATE D'APPARITION DES DIFFÉRENTS HOMINOÏDES.



A



B

Divergence de séquence %

des grands singes africains et que l'orang-outan constituait un phylum indépendant. Quatre ans plus tard, en se basant sur les distances génétiques, on estima à 5 Ma la divergence de l'homme et du groupe des grands singes africains. Enfin en 1983, Loewenstein montra, par des dosages radio-immunologiques des protéines, que *Ramapithecus* se situe dans l'ascendance des grands singes asiatiques (fig. 13.124B).

Aujourd'hui, les données issues de l'hybridation des molécules d'ADN (comparaison de parties identiques du génome entre deux espèces) nous montrent que le chimpanzé est le plus proche parent de l'homme (fig. 13.125).

Les concepts phylogénétiques traditionnels assignent l'homme et ses ancêtres directs à la famille des Hominidés, alors que les trois grands singes sont classés dans une famille distincte, celle des Pongidés. Étant donné les résultats les plus récents de la biologie moléculaire, cette classification est actuellement remise en question. Puisque l'homme, le chimpanzé et le gorille forment un groupe naturel, ils devraient être classés dans une sous-famille, celle des Homininés, tandis que l'orang-outan resterait alors le seul membre de la sous-famille des Pongidés, ces deux sous-familles composant la famille des Hominidés. Toutefois, la majorité des anthropologues est réticente à l'idée de faire entrer l'homme dans une famille, et encore plus dans une sous-famille, où il se trouverait en compagnie d'autres espèces existant actuellement.

Une contribution récente – et discutée – à la phylogénie moléculaire des Hominidés est la comparaison des ADN mitochondriaux. Contrairement à l'ADN nucléaire, dont nous héritons une moitié de notre mère, et l'autre de notre père, l'ADN mitochondrial n'est transmis que par les femmes et ne subit donc aucune recombinaison du génome (fig. 13.126a).

En analysant l'ADN mitochondrial de 147 individus, représentant cinq localisations géographiques (Afrique, Asie, Australie, Europe et Nouvelle-Guinée), une équipe américaine célèbre a identifié récemment 133 types de séquences différents qui ont été classés sur un arbre généalogique au moyen d'une analyse de parcimonie (fig. 13.126b). L'interprétation, simpliste, d'une telle configuration est que toute l'humanité actuelle descend d'une seule femme qui vivait en Afrique, il y a deux cent mille ans : l'Ève africaine. Sans entrer dans le détail d'un sujet très technique il faut préciser que :

FIGURE 13.126. L'ÈVE AFRICAINE. A = lors de la transmission héréditaire de l'ADN mitochondrial l'embryon n'hérite que des mitochondries de la mère, par le truchement de l'œuf ; B = la divergence génétique des différentes populations géographiques, calculée à partir de l'ADN mitochondrial.

- l'échantillon des représentants d'Afrique était constitué de cinq Noirs américains,
- seulement 9 % de la séquence totale des nucléotides ont été analysés,
- l'ADN mitochondrial évolue plus vite qu'on ne le pensait,
- dans 20 % de la population humaine actuelle il existe un phénomène d'hétéroplasmie¹.

Toute Ève impliquant son Adam, d'autres chercheurs sont partis à la recherche de ce dernier en étudiant le chromosome transmis exclusivement par le père : le chromosome Y. Sans doute l'ont-ils trouvé... mais malheureusement pas au même endroit, ni à la même époque !

EXERCICES

1. Cladisme

On souhaite étudier la classification de trois espèces : la souris, la chauve-souris et le pinson. Pour enraceriner l'arbre phylogénétique, on choisira la truite comme groupe extérieur. Les caractères utilisés et supposés homologues sont : la plume, la patte, le lait, le poil, l'aile, l'oreille moyenne à trois osselets.

- a) Établissez le tableau d'occurrence caractères/espèces en utilisant le signe moins (-) pour indiquer l'absence du caractère chez l'animal considéré, et le signe plus (+) pour indiquer sa présence.
- b) Dégagez les caractères inopérants pour le problème considéré.
- c) Dessinez le diagramme de Venn pour les six caractères.
- d) Dessinez les deux arbres permettant de regrouper les espèces.
- e) Appliquez le principe de parcimonie.

2. L'équation de Hardy-Weinberg

Une population de papillons présente trois phénotypes différents : 1469 individus possèdent de nombreuses taches blanches sur les ailes antérieures, 5 n'en possèdent que très peu et 138 un nombre moyen. En utilisant l'équation de Hardy-Weinberg testez l'hypothèse selon laquelle les trois phénotypes résultent de deux allèles T et t.

3. Les stratégies adaptatives

Pour chacune des observations suivantes proposez l'une ou l'autre des stratégies r ou K.

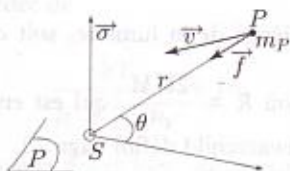
- a) Première reproduction tardive.
- b) Beaucoup de descendants à chaque reproduction.
- c) Longue durée de vie à chaque génération.
- d) Grande taille des adultes.

¹ ce qui signifie que la mère peut transmettre deux types d'ADN mitochondriaux.

SOLUTIONS DES EXERCICES

Chapitre 1 (énoncés p. 74)

1. Démonstration des lois de Képler



Le moment de l'attraction gravitationnelle $\vec{f}$ exercée sur la planète P de masse m_P est :

$$\vec{\Gamma} = \vec{r} \wedge \vec{f} = \vec{0} = \frac{d\vec{\sigma}}{dt}.$$

On a donc $\vec{\sigma} = \text{cste}$, ce qui signifie que le mouvement a lieu dans un plan fixe (P) perpendiculaire à $\vec{\sigma}$ contenant les vecteurs $\vec{r}$ et $\vec{v}$ ($\vec{\sigma} = \vec{r} \wedge m\vec{v}$). Si on cherche la trajectoire en polaire (r, θ) dans (P) , la constance du moment cinétique s'exprime aisément.

$$r^2 \dot{\theta} = \text{cste} = C \text{ (constante aréolaire).}$$

Si dS est l'aire balayée par le rayon vecteur pendant le temps dt , on a :

$$dS = \frac{1}{2} r^2 d\theta$$

d'où :

$$\frac{dS}{dt} = \frac{C}{2} = \text{cste} \quad (1)$$

ce qui constitue la *deuxième loi de Kepler*. Cette loi est donc la conséquence directe de la conservation du moment cinétique. Le principe fondamental de la dynamique (PFD) s'écrit, $m_\odot$ étant la masse du Soleil :

$$m_P \frac{d^2 r}{dt^2} = - \frac{G m_\odot m_P}{r^2}.$$

Si on pose $r(\theta) = 1/u(\theta)$, le calcul aboutit à :

$$\frac{d^2 u}{d\theta^2} + u = \frac{G(m_\odot + m_P)}{C^2},$$

qu'on résoud aisément, soit :

$$r = \frac{C^2}{G(m_\odot + m_P)} \frac{1}{\left(1 + \frac{A C^2}{G(m_\odot + m_P)} \cos(\theta - \theta_0)\right)}$$

où θ_0 et A sont des constantes déterminées par les conditions initiales. Cette solution est de la forme

$$r = \frac{p}{1 + e \cos(\theta - \theta_0)},$$

équation d'une conique de paramètre p et d'excentricité e . (On rappelle qu'un conique est l'ensemble des points dont le rapport des distances d'un point fixe F (foyer) et à une droite (D) (directrice), est un nombre constant e . p est la distance de F à (D) .)

Le cas elliptique (*première loi de Kepler*) correspond à $e < 1$ (parabole si $e = 1$, hyperbole si $e > 1$). Cette loi provient du comportement en $1/r^2$ de l'attraction gravitationnelle. Toute autre force en $1/r^n$ avec $n > 0$, $n \neq 2$, produirait une trajectoire ne se refermant pas sur elle-même, donc un univers bien différent !

Si a est le demi-grand-axe, $2a = \frac{p}{1-e} + \frac{p}{1+e}$ et $p = a(1 - e^2)$, soit :

$$C^2 = a(1 - e^2)G(m_\odot + m_P).$$

En élevant (1) au carré, on obtient $C^2 = 4 \frac{S^2}{T^2}$ où S est la surface de l'ellipse et T la période de révolution.

Si b est le demi-petit-axe, $S = \pi ab$. Un calcul simple donne $S^2 = \pi^2 a^2 \times a^2(1 - e^2)$ d'où finalement :

$$\frac{a^3}{T^2} = \frac{G(m_\odot + m_P)}{4\pi^2} \simeq \frac{G m_\odot}{4\pi^2}$$

(*troisième loi de Kepler*).

Cette troisième loi se démontre aisément dans le cas particulier d'un mouvement circulaire (donc uniforme) en disant que l'accélération gravitationnelle est une accélération centripète (en v^2/r).

2. Soit, pour simplifier, un satellite de masse m en orbite circulaire de rayon r , de vitesse v .

Son énergie totale est ($m_{\oplus}$ étant la masse de la Terre):

$$E = \frac{1}{2}mv^2 - \frac{Gmm_{\oplus}}{r}.$$

On a, d'après le PFD,

$$\frac{mv^2}{r} = \frac{Gmm_{\oplus}}{r^2}$$

soit $v^2 = \frac{Gm_{\oplus}}{r}$, d'où:

$$E = -\frac{Gmm_{\oplus}}{2r}$$

(on a bien $E < 0$).

L'atmosphère freine le satellite, donc E diminue, ce qui entraîne bien une diminution de r , et donc une augmentation de v . Le paradoxe qu'un satellite accélère s'il est freiné n'est qu'apparent. Ceci est dû à la nature particulière de l'attraction gravitationnelle, traduite par le théorème du viriel: il y a une augmentation d'énergie cinétique (positive), mais à laquelle s'ajoute une variation d'énergie gravitationnelle (négative) deux fois plus grande en valeur absolue, ce qui correspond bien à une diminution d'énergie totale. Le satellite finira par s'écraser sur la Terre.

3. La durée de vie du Soleil est donnée par la relation $t_{\odot} \simeq \frac{E}{P}$ où E est la quantité d'énergie disponible et P la puissance rayonnée ($3.85 \cdot 10^{26} \text{ W}$);

– dans le cas de la combustion du charbon (en supposant l'oxygène disponible),

$$E = M_{\odot} (\text{en g}) \times 30 \cdot 10^3 \text{ J},$$

ce qui donne $t_{\odot} \simeq 5000$ ans! Les peintures rupestres n'existeraient pas...

– dans le cas matière-antimatière, $E = M_{\odot} c^2$, ce qui donne $t_{\odot} \simeq 10^{13}$ années. C'est long, et de toute façon exclu par les modèles de structure interne;

– dans le cas de l'énergie gravitationnelle, $E = \frac{1}{2} \frac{3}{5} \frac{GM^2}{R}$ (1/2 à cause du viriel), soit $t_{\odot} \simeq 10^7$ ans. Les dinosaures n'auraient jamais existé...

– dans le cas de la combustion nucléaire du cœur de l'étoile, $E = 0,7 \times 7 \cdot 10^{-3} \times M_{\odot} c^2$, soit $t_{\odot} \simeq 10^{10}$ années, compatible avec les données géologiques et les modèles. Le Soleil serait donc au mi-temps de sa vie.

4. La lumière est piégée gravitationnellement par le trou noir. Si on applique un traitement newtonien à la lumière (il faudrait en fait utiliser la relativité générale), on obtient la masse M du trou noir de rayon R , en posant que la vitesse de libération est égale à la célérité de la lumière, soit $c = \sqrt{\frac{2GM}{R}}$

(cf. p.52), d'où $R = \frac{2GM}{c^2}$, qui est en fait égal au rayon de Schwarzschild défini page 23.

– Pour $M = 1M_{\odot}$, $R = 3 \text{ km}$;

– pour $M = 10^8 M_{\odot}$, $R = 2 \text{ UA}$.

Chapitre 2 (énoncés p. 108)

1. Le nuage étant considéré comme isolé et ne perdant pas de matière, son moment cinétique est constant au cours de l'effondrement. Le moment cinétique du nuage initial étant égal à celui du Soleil qui en est issu, le rapport de la période finale et de la période initiale P_f/P_i est égal au carré du rapport du rayon initial et du rayon final $(R_i/R_f)^2$. Pour un rayon final R_f de 696 000 km, on trouve une période finale P_f de l'ordre de 0,02 jour. Un tel Soleil serait instable. La période actuelle du Soleil étant de 25,3 jours à l'équateur, il n'a pas pu se contracter directement à partir d'un nuage interstellaire. Les observations récentes nous ont révélé que le moment cinétique total d'un nuage en contraction n'est pas conservé. Des jets de matière sont expulsés et un disque se forme dans le plan équatorial de la jeune étoile.

2. Le rayon R de la sphère arrachée au Soleil est de l'ordre de :

$$R \simeq \left(\frac{M}{\rho} \right)^{\frac{1}{3}}.$$

Son énergie interne E est telle que :

$$E \simeq kT \frac{M}{m_p}.$$

Son énergie gravitationnelle est, au signe près :

$$U \simeq -\frac{GM^2}{R}.$$

ρ étant la masse volumique de la sphère, le rapport $\frac{E}{U}$ est de l'ordre de :

$$\frac{kT}{\rho^{\frac{1}{3}} M^{\frac{2}{3}} G m_p} \simeq 10.$$

L'énergie interne étant bien supérieure à l'énergie gravitationnelle, le globule arraché au Soleil se disperse à l'infini, à moins qu'il ne perde son énergie suffisamment vite.

L'information de nature thermodynamique ne peut pas se propager plus vite que la vitesse du son dans le milieu considéré, ce qui implique que le temps t_1 mis par le globule pour doubler ses dimensions est de l'ordre de $\frac{R}{V}$. On trouve $t_1 = 1$ heure !

Le taux auquel est alors rayonnée l'énergie du filament est donné par la luminosité totale :

$$L \sim R^2 \sigma T^4 \quad (\text{corps noir})$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzmann. Le temps associé t_2 est alors $t_2 \sim \frac{E}{L}$. Le calcul donne :

$$\frac{t_1}{t_2} \sim \frac{1}{10}.$$

La perte d'énergie est trop lente, le globule grossit plus vite qu'il ne se refroidit. Il se disperse. La présente probable de turbulences accentuerait encore plus le taux de dispersion.

Une analyse plus complète a été effectuée par Lyman Spitzer en 1939. Il a montré que la rencontre avec une étoile aboutirait probablement à une « atmosphère » étendue entourant le Soleil plutôt qu'à un filament arraché.

3. Les âges des roches sont mesurés à partir de la datation radioactive. Le principe de la méthode est très simple. Un noyau radioactif ayant toujours la même probabilité de se désintégrer en un noyau fils, on peut mesurer en laboratoire le temps nécessaire pour qu'une fraction donnée d'une population de noyaux pères se soit désintégrée. Ce phénomène interne au noyau atomique est peu sensible à la

température et à la pression, si bien que les échelles de temps qui lui sont associées n'ont pas varié à long terme. On choisit évidemment des éléments radioactifs comme le potassium 40, l'uranium 238 ou le thorium 232 dont les temps caractéristiques de désintégration sont du milliard à la dizaine de milliards d'années et on mesure la quantité relative d'atomes pères et d'atomes fils.

Soit N_0 le nombre initial de noyaux d'un isotope radioactif. Après un certain temps t , le nombre $N(t)$ restant est égal à $N(t) = N_0 \exp(-t/\tau)$ où τ , temps au bout duquel le nombre de noyaux a décru de $1/e$, peut être mesuré en laboratoire. Si le principe de la mesure est simple, son application est souvent délicate. En effet, pour mesurer l'âge à partir de la quantité relative de noyaux pères et fils dans un matériau, il faut connaître d'une part le nombre de noyaux fils présents initialement dans l'échantillon et, d'autre part, il faut supposer qu'il n'y a pas d'apports ou de pertes ultérieurs de noyaux pères ou fils.

Avec une durée de vie (temps au bout duquel la moitié des noyaux d'un échantillon a disparu) de 4,6 milliards d'années, l'uranium 238 est un excellent élément pour estimer l'âge de la Terre, mais on ne sait pas combien il y en avait initialement et la mesure de l'abondance d'un seul élément ne suffit pas. La désintégration de l'uranium 238 conduit à un élément stable, le plomb 206. Si on suppose que tout le plomb 206 provient de cette désintégration, alors on peut estimer la quantité initiale d'uranium 238. Mais comment savoir si la Terre a été formée ou non avec du plomb 206 ? Un moyen indirect est de mesurer l'abondance relative de plomb 204 et de plomb 206. La décomposition du potassium 40 en argon 40 est aussi utilisée.

Les plus vieilles roches terrestres trouvées en Sibérie, au Canada ou en Australie ont 3,8 milliards d'années. Certains minéraux, les zircons, sont encore plus âgés, avec 4,4 milliards d'années. Les météorites les plus vieilles, contemporaines de la formation du système solaire, ont 4,566 milliards d'années. L'agglomération et la différenciation de la Terre ont eu lieu il y a 4,50 milliards d'années.

4. a. Si U_{235} est la quantité totale d'uranium 235 fournie avant la formation du système solaire, une fraction pU_{235} est formée à $t = 0$ (première génération d'étoiles). Cette quantité va subir ensuite une décroissance radioactive exponentielle. Parallèlement, pendant chaque intervalle dt , une quantité $(1 - p)U_{235} \times \frac{dt}{t_S}$ est fournie par nucléosynthèse dans les générations d'étoiles suivantes, chaque telle quantité subissant également ensuite une décroissance radioactive. On a donc :

$$U_{235}(t_S) = pU_{235} \times e^{-\lambda_{235}t_S} + \int_0^{t_S} (1 - p)U_{235} e^{-\lambda_{235}t} \frac{dt}{t_S}$$

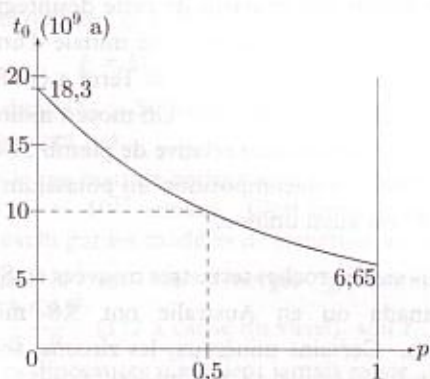
De même pour l'uranium 238, d'où finalement, après intégration et rapport :

$$\frac{U_{235}}{U_{238}}(t_S) = 1,65 \frac{t_S p e^{-\lambda_{235}t_S} + (1 - p)(1 - e^{-\lambda_{235}t_S})\lambda_{235}^{-1}}{t_S p e^{-\lambda_{238}t_S} + (1 - p)(1 - e^{-\lambda_{238}t_S})\lambda_{238}^{-1}} \quad (1)$$

b. À l'heure actuelle, après décroissance radioactive, on a :

$$\frac{U_{235}}{U_{238}}(t_0) = \frac{U_{235}}{U_{238}}(t_S) e^{-(\lambda_{235} - \lambda_{238})t_m} \quad (2)$$

c. Le choix de p permet de calculer $\frac{U_{235}}{U_{238}}(t_S)$ grâce à (1).



On peut alors résoudre (2) et trouver t_m , donc $t_0 = t_m + t_S$, sachant que $\frac{U_{235}}{U_{238}}(t_0)$ vaut 0,00723. D'où la courbe $t_0(p)$.

On peut théoriquement estimer la valeur de t_0 par l'intersection de cette courbe avec une deuxième courbe obtenue à partir d'un autre couple comme (uranium 238, thorium 232) par exemple. La pratique est en fait loin d'être aussi simple.

Chapitre 3 (énoncés p. 147)

1. Cet exercice est analogue au calcul de la pression centrale du Soleil effectué aux pages 35 et 36 dans le cas d'une sphère gazeuse.

Bien que la physique d'un corps solide soit un peu plus compliquée que celle d'un gaz, si on admet $P \simeq \frac{GM\rho}{R}$ où M, ρ, R sont les masse, masse volumique et rayon de la planète (un modèle plus précis donnerait $P \simeq \frac{GM\rho}{16R}$). On trouve :

– Mercure : $P \simeq 4.10^5$ atm ;

– Vénus : $P \simeq 1,4.10^6$ atm ;

– Terre : $P \simeq 1,7.10^6$ atm ;

– Mars : $P \simeq 2.10^5$ atm.

La pression centrale est d'autant plus grande que la planète est plus massive.

2. Le disque terrestre, de secteur $\pi R_{\oplus}^2$, intercepte par unité de temps une énergie $L_{\odot} \times \frac{\pi R_{\oplus}^2}{4\pi d^2}$ où d est la distance Terre-Soleil ($1 \text{ UA} = 1,5.10^{11} \text{ m}$).

La Terre absorbe donc par unité de temps une énergie :

$$E = 0,7 \times L_{\odot} \times \frac{\pi R_{\oplus}^2}{4\pi d^2}$$

Elle rayonne donc à l'équilibre une égale quantité sous la forme d'un rayonnement thermique de corps noir de température $T_{\oplus}$, soit $4\pi R_{\oplus}^2 \sigma T_{\oplus}^4$.

On a donc à l'équilibre $T = \left(\frac{0,7 L_{\odot}}{16\pi\sigma d^2} \right)^{\frac{1}{4}}$, ce qui donne $T_{\oplus} = 256 \text{ K } (-17^{\circ}\text{C})$.

L'élévation de température due à l'effet de serre est donc de 32°C . C'est en fait une approximation car les phénomènes réels sont plus complexes (voir p. 142 et 283).

3. D'après les paragraphes consacrés à la vitesse de libération v_{ev} (p.52 et p.136), une atmosphère constituée de particules de masse m est stable si $\frac{1}{2}mv_{ev}^2 \lesssim kT$ où T est la température atmosphérique.

Sachant que $v_{ev} = (2GM/R)^{1/2}$ où M et R sont les masse et rayon de la planète, on peut aisément vérifier si l'atmosphère est stable.

Dans le cas de Triton ($M = 1,3 \cdot 10^{22}$ kg, $R = 3,5 \cdot 10^6$ m), situé trente fois plus loin du Soleil que la Lune, la température est si basse (37K) qu'on vérifie aisément que l'atmosphère est stable. Pour que l'atmosphère disparaisse, il faut soit diminuer sa masse, soit augmenter son rayon, soit placer Triton plus près du Soleil pour augmenter sa température.

4. D'après la correction de l'exercice 2, la température effective de la couche supérieure de Jupiter devrait être :

$$T = \left(\frac{0,45 L_{\odot}}{16\pi\sigma d^2} \right)^{1/4}$$

Soit encore, par comparaison,

$$T = T_{\oplus} \left(\frac{0,45 \times (1 \text{ UA})^2}{0,7 d^2} \right)^{1/4}$$

d'où $T = 103\text{K}$.

Le flux de chaleur étant proportionnel à la puissance quatrième de la température, Jupiter renvoie dans l'espace plus de deux fois l'énergie qu'il reçoit du Soleil. Cela signifie que Jupiter possède une source de chaleur interne. Les astronomes ont en fait découvert que la planète n'était pas totalement refroidie depuis sa formation il y a 4,5 milliards d'années. Il s'en faut d'un milliard d'années supplémentaire. La planète Saturne renvoie elle aussi dans l'espace deux fois plus d'énergie qu'elle n'en reçoit du Soleil. De masse plus petite que Jupiter, cette planète a perdu sa chaleur primitive. Les astronomes ont découvert qu'à l'intérieur de Saturne, l'hydrogène et l'hélium n'étaient pas miscibles. L'hélium plus lourd tombe donc vers le centre et percole à travers l'hydrogène. Cette chute de l'hélium correspond à une perte d'énergie qui est en partie rayonnée par Saturne. Uranus, par contre, ne semble pas posséder d'énergie interne importante. Le petit surplus d'énergie renvoyé dans l'espace provient de la radioactivité naturelle des éléments. La planète Neptune semble, elle, posséder une énergie interne non négligeable. Son origine est encore mal comprise.

5. Si la Lune était peinte en noir, elle serait environ deux fois plus brillante ! En effet, la surface de la Lune est très sombre. C'est un très mauvais miroir qui réfléchit moins de 12% de la lumière solaire. La fine poussière accumulée au cours des impacts météoriques successifs, appelée régolithe, piège les photons. Le fait de peindre la surface, même en noir, aurait pour conséquence de rendre le sol beaucoup plus lisse et d'améliorer le pouvoir réflecteur de la surface lunaire.

6. Un corps solide est un corps très résistant à toute déformation, il est cependant déformable et la quantité d'énergie nécessaire pour cela dépend de la nature du corps. On détermine en pratique ces énergies de déformation par des mesure effectuées en laboratoire sur des échantillons. La détermination précise de la hauteur maximale d'une montagne sur Terre ou sur une autre planète demanderait le développement de calculs de compensation isostatique trop complexes pour figurer dans cet ouvrage. Pour illustrer ce qu'est un raisonnement physique fondé uniquement sur les ordres de grandeur, on peut considérer une montagne « idéale », bien éloignée des montagnes réelles, homogène et de forme cylindrique.

On peut tout d'abord remarquer qu'une limite supérieure de l'énergie qu'on doit fournir pour déformer un solide est l'énergie de fusion à partir de laquelle il devient liquide. Il est bien évident qu'une montagne qui serait « trop haute » ne s'enfoncerait pas dans le sol parce que sa base fond ! En fait, la partie de la croûte située sous une chaîne de montagnes est déformée sous son poids. L'énergie mise en jeu est bien entendu inférieure à l'énergie nécessaire pour atteindre la fusion.

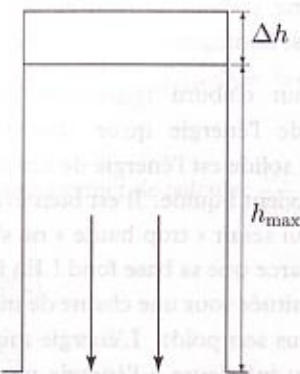
Si notre montagne idéale est trop haute, la pression, due à son poids, qu'elle exerce sur les couches inférieures devient trop grande et celles-ci sont déformées, elle s'enfoncerait et ne peut pas dépasser une altitude limite que nous allons calculer grossièrement en supposant que les forces de liaison électrostatique sont égales à la force de pression d'origine gravitationnelle exercée par la montagne sur sa base.

Ces forces s'équilibrent. Leurs travaux sont égaux en valeur absolue (en fait leur somme est nulle :

théorème des travaux virtuels). Pour un déplacement virtuel Δh de la montagne, cela se traduit par l'égalité entre le travail du poids de la montagne (variation d'énergie potentielle de pesanteur) et l'énergie dépensée dans la déformation (travail des forces de cohésion électrostatique).

La plupart des solides terrestres ont une chaleur de fusion Q de l'ordre de 10 à 100 calories par gramme, par exemple $Q = 250$ J par gramme pour le quartz. Une limite supérieure à l'énergie de déformation est fournie par l'énergie de fusion. Quand la montagne s'enfonce, elle perd de l'énergie potentielle et on peut calculer facilement la quantité de matière « fondue » correspondante.

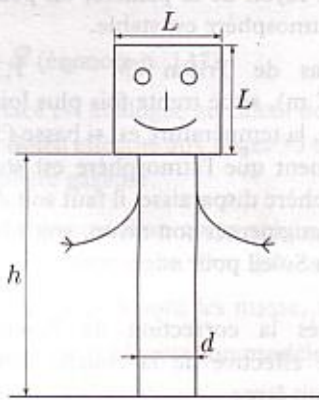
La quantité de matière fondue quand la montagne descend d'une hauteur Δh est égale à $\rho \Delta h S$ où ρ et S sont respectivement la masse volumique et la surface de section de cette montagne. L'énergie absorbée $Q \rho \Delta h S$ est égale à la diminution d'énergie potentielle de la montagne $M g \Delta h$ où g est l'accélération de la pesanteur et $M = \rho h_{\max} S$ la masse de la montagne. On en déduit donc que $h_{\max} = Q/g$, ce qui donne pour la Terre ($g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$) et dans le cas d'une montagne en quartz : $h_{\max} \approx 30 \text{ km}$.



On peut considérer que le Mauna Loa et le Mauna Kea, volcans de l'île d'Hawaï, sont les montagnes terrestres les plus élevées avec plus de 12 kilomètres de hauteur si l'on rajoute à leur altitude supérieure à 4 000 mètres les 8 kilomètres de profondeur des fonds océaniques à cet endroit là. La plus haute montagne du système solaire est le volcan Olympus Mons sur Mars avec plus de 25 kilomètres de hauteur.

Le poids d'un animal vertébré est proportionnel à son volume, c'est-à-dire au cube de sa dimension. Sa résistance à l'écrasement sous son propre poids

dépend de la résistance des os, elle est donc proportionnelle au carré de sa dimension. Pour calculer quelle est la hauteur maximale, là aussi schématisons un tel animal par un cube de masse M et de côté L qui représente son corps et par un pilier de section A et de diamètre d qui représente ses pattes.



Le pilier s'écrase longitudinalement sans plier si on fournit suffisamment d'énergie, soit $M g h = A \rho Q h$ où h est la hauteur du pilier et Q l'énergie d'écrasement de la matière du pilier par unité de masse.

Pour soutenir cet animal, il faut donc $A > \frac{Mg}{\rho Q} = \beta Mg$ où β est un coefficient numérique lié à la résistance des os. La masse M étant proportionnelle à ρL^3 et la section A à d^2 , on trouve que si l'animal est petit, la quantité d/L est petite. On retrouve là le fait que les insectes ont des pattes relativement minces par rapport à leur corps. L'araignée géante des romans de science-fiction ne peut pas exister ! Elle s'écraserait sous son propre poids. Par contre, si l'animal est volumineux, d/L est grand, les pattes sont larges par rapport au corps, ce qui est bien le cas des hommes, des rhinocéros ou des éléphants.

Pour calculer la taille maximale, on pourrait mesurer en laboratoire la résistance des os et en déduire β . On peut trouver cette limite supérieure encore plus simplement en remarquant qu'un homme moyen, avec deux jambes dont la section du fémur est de l'ordre de 2 centimètres et le poids de 70 kilogrammes, peut en porter un autre sur ses épaules, mais guère plus. La densité de la matière biologique étant de l'ordre de 1, l'animal le plus grand possible non soutenu dans l'eau aura pour surface portante la surface de

Le diplodocus avait 30 mètres de long. Les monstres de la science fiction de plusieurs centaines de mètres de long ne peuvent pas exister !

Les valeurs de la taille maximale d'une montagne, d'un homme ou d'un immeuble ne sont pas les mêmes car une montagne est « pleine » tandis qu'un homme ou un animal est une structure articulée. Elle cède aux articulations avant que l'os ne soit écrasé. Plus généralement, la résistance globale de tout matériau est bien inférieure à la résistance calculée d'après les forces microscopiques (« défauts » d'un métal, articulations d'un être vivant). Un immeuble est creux sinon cela n'aurait aucun sens de le construire. S'il était trop grand, il céderait en raison des défauts du métal de sa structure, s'il est en béton armé par exemple.

7. À l'échelle des temps géologiques, la surface des planètes et des satellites est très mobile. Toute matière solide cède à une pression suffisamment élevée. Un corps massif comme une planète est initialement d'une forme quelconque et probablement irrégulière. Il va lentement tendre à une position d'équilibre sous l'effet de la gravitation jusqu'à ce que toutes les forces appliquées en chaque point de la planète soit en équilibre mutuel. Si le corps ne tourne pas, ou très lentement comme le Soleil, la Lune ou Mercure, il tend vers une forme sphérique. S'il tourne plus rapidement comme la Terre, Jupiter ou Saturne, il prend la forme d'un ellipsoïde d'autant plus aplati que la rotation est plus rapide. Un corps peu massif comme Phobos, Amalthée ou Hypérion reste irrégulier. Calculons à partir de quelle dimension un astre est sphérique.

On peut considérer qu'une planète ou un satellite n'est plus sphérique quand ses montagnes ont une altitude plus grande que son rayon (définition génèreuse !). On en déduit ainsi un rayon minimal $R_{\min}$ en dessous duquel un corps est irrégulier :

$$R_{\min} = \frac{Q}{g} = \frac{QR_{\min}^2}{G\rho^4\pi R_{\min}^3}$$

d'où :

$$R_{\min} = \left(\frac{3Q}{4\pi G\rho} \right)^{\frac{1}{3}}$$

Pour des densités comprises entre 1 et 5, valeurs usuelles de la densité des planètes et des satellites, on trouve que $R_{\min}$ est inférieur à environ 250 kilomètres, ce qui correspond bien à ce qui est observé dans le système solaire.

L'existence de lois physiques entraîne des limites sur les paramètres physiques de tous les objets de l'Univers, planètes, étoiles, montagnes, hommes, insectes, galaxies, etc.

Réciproquement, le fait que chaque catégorie d'objet dans l'Univers existe à l'intérieur de certaines limites physiques implique l'existence des lois de la physique. Elles sont universelles !

8. Chaque fois que vous trouvez dans un journal un horoscope ou une rubrique d'astrologie, vous pouvez être certain que l'éditeur se moque du lecteur. Mais la réciproque n'est pas nécessairement vraie ! Prétendre que le futur ou le caractère d'un individu est influencé par la position de quelques planètes dans le ciel le jour de sa naissance est une escroquerie qui ne résiste pas au moindre examen scientifique. Il est malheureux que, par appât du gain, quelques commerçants sans scrupules exploitent la crédulité humaine.

Chapitre 4 (énoncés p. 170 et 171)

1. Réflexion sur la reconstitution des paysages anciens

On constate que chacun des timbres comporte les mêmes éléments : un animal, des plantes, des indications de milieux (relief, affleurement rocheux, présence d'eau...) et des suggestions climatiques. La somme de ces données doit permettre de reconstituer un paysage ancien, ainsi que de connaître son âge.

Il est intéressant de constater que lorsque ces reconstitutions se font sur des formats de grande taille, leur auteur y concentre le plus souvent le plus grand nombre possible d'espèces animales et végétales qui donnent à ces figurations de paysages anciens une impression de grouillement de vie animale et végétale plus proche de ce que l'on peut observer dans les zoos que dans les milieux naturels. La solitude du brontosaurus n'est due qu'à la taille du timbre.

C'est sur la base des restes fossilisés que se fait l'identification des espèces animales et végétales. Ceci permet

d'abord de dater les terrains dans lesquels ils se situent. Puis intervient la démarche paléoécologique, détaillée par GALL (1995) : « *Les modes de vie des organismes disparus sont déduits de l'interprétation des caractères, des structures, des organes ayant une signification adaptative : c'est l'objet de l'analyse morphofonctionnelle qui consiste à retrouver la fonction à travers l'étude des organes. L'analyse morphofonctionnelle fait appel à notre connaissance de l'organisation des êtres actuels, car, dans une large mesure, le présent demeure la clé qui permet de comprendre le passé. Aussi, les limites de la démarche paléo-écologique seront-elles d'autant plus sensibles qu'on s'adressera à des êtres plus anciens.* »

Les associations, les concentrations et l'état de ces restes fossiles permettent de préciser l'environnement de dépôt de ces fossiles. Il s'agit en particulier d'identifier les associations fossilifères qui traduisent un type d'environnement car elles reflètent d'anciennes communautés de vie. De telles associations, appelées biocénoses, s'opposent aux concentrations de fossiles qui résultent d'un piégeage de restes fossilifères issus d'un déplacement des organismes morts, sous l'action d'un agent de transport, et qui sont appelées taphocénoses.

L'analyse du lithofaciès des roches dans lesquelles se trouvent les fossiles permet de préciser les environnements sédimentaires et les conditions climatiques. Ces indications résultent des types de roches (détritiques, chimiques...), de la granulométrie et de la morphologie des particules détritiques qui les constituent, de la nature des minéraux néoformés, des figures sédimentaires qui reflètent une dynamique de transport et de dépôt. Ces aspects sont développés dans le chapitre 5 « *Les roches : des archives géologiques* ».

Les points qu'il convient de garder à l'esprit en voyant une telle reconstitution, c'est qu'elle a été faite à partir de données extrêmement fragmentaires et que ces données ont été interprétées à partir de comparaisons avec l'actuel...

2. Réflexion sur la reconstitution des paysages anciens

Comme on l'a vu dans l'exercice précédent, c'est sur la base des paysages et des mécanismes actuels qu'est basée la reconstitution des paléoenvironnements. C'est sur la base de l'organisation des êtres actuels que se fait, en grande partie, la reconstitution des êtres disparus. Cependant, certaines espèces ne se sont guère modifiées depuis leur apparition et peuvent aider à mieux se représenter les animaux et les végétaux anciens. C'est le cas des prêles actuelles qui, selon l'avis de Léon Bertin (1956), auteur de la citation, ne diffèrent que par la taille des genres qui existaient déjà à la fin de l'ère Paléozoïque. On nomme souvent de telles espèces des « fossiles vivants ». Le plus célèbre d'entre eux est certainement le coelacanth, poisson que

l'on croyait disparu depuis le Crétacé, mais dont des espèces actuelles ont été pêchées. En réalité, ces formes actuelles sont proches, mais non identiques, des coelacanthes fossiles.

D'autres « fossiles vivants » bien connus sont les nautilus, mollusques céphalopodes du Pacifique, proches de formes abondantes depuis le Paléozoïque. On peut citer également les dipneustes, poissons à respiration branchiale et pulmonaire, qui vivent dans les eaux douces d'Australie et qui sont proches de formes du Mésozoïque, les lingules, brachiopodes du Pacifique et qui semblent ne pas avoir évolué depuis l'Ordovicien, il y a environ 500 Ma, ou encore le Sphénodon, sorte de gros « lézard » de Nouvelle-Zélande et qui serait le seul rescapé du groupe des Rhynchocéphales qui datent du début du Mésozoïque, il y a environ 200 Ma. Parmi les plantes, en plus des prêles, l'un des « fossiles vivants », facilement observable, est le Ginkgo biloba, arbre d'ornementation encore appelé « *arbre aux quarante écus* » en raison de la couleur de ses feuilles en automne, et dont le genre actuel existe depuis le Jurassique. Enfin, la simple observation des fougères, en y appliquant la règle de grossissement proposée par Bertin, permet de se figurer les Filicales des forêts du Carbonifère.

Peuvent également prétendre au qualificatif de « fossiles vivants » des groupes dont la construction générale n'a que peu évoluée. On peut citer les Blattes (depuis le Carbonifère) ou encore les scorpions (depuis le Silurien).

La question de la persistance d'une espèce ou d'un genre sur une durée géologique longue est évoquée dans la partie évolution de ce manuel. Le fait d'utiliser de telles espèces pour mieux se représenter les paysages anciens, en sachant qu'en réalité, les espèces étaient proches, mais non identiques aux espèces actuelles, témoigne de la difficulté de telles reconstitutions et de leur caractère approximatif et fragmentaire.

3. Signification d'un gisement fossilifère et potentiel de fossilisation

Cet exercice est proposé comme sujet de réflexion sur le potentiel de fossilisation d'un milieu actuel et sur l'interprétation qui pourra être faite ultérieurement à partir du matériel fossilisé. Le même exercice peut être fait à partir de n'importe quel paysage.

Dans cet exemple, quatre éléments semblent caractériser l'histoire de ce site : une situation géographique (une île éloignée de tout continent), une situation climatique (des cocotiers), la présence d'animaux d'origine anthropique (des vaches apportées par des hommes) et, ultérieurement, une catastrophe qui permettra la fossilisation.

Par la nature de la végétation et le type de sol, les conditions climatiques seront aisément établies. Vraisemblablement, la proximité d'un océan sera démontrée (par

exemple par la présence de fragments de coquilles dans le sol...). Ceci permettra de proposer des origines à la catastrophe (cyclones, tornades...). On peut accessoirement noter que ces seuls éléments permettront d'éliminer l'hypothèse d'une catastrophe qui aurait eu lieu au moment où des vaches alpines se seraient introduites par mégarde dans la serre tropicale d'un jardin botanique.

Mais le fait de conclure qu'il s'agisse à l'origine d'un lieu situé sur une île isolée ne paraît pas évidente sur la base d'un seul site fossilifère. Se pose alors le problème de la présence des vaches... longue migration depuis des régions où elles sont connues à la même époque jusqu'à une bordure de continent ? ... apport par l'homme ? (il faut espérer la fossilisation d'une clochette portant le nom de la vache et de son propriétaire...).

C'est évidemment par la mise en évidence des caractères communs à plusieurs sites fossilifères du même âge que, progressivement, une « image moyenne » d'une région pourra être proposée. A l'opposé, des sites fossilifères exceptionnels, c'est-à-dire d'origine catastrophique, ont l'avantage de préserver une image plus complète d'un instant (celui d'avant la catastrophe) de l'histoire géologique d'un lieu donné. Il suffit de songer à la faune de Burgess (voir chapitre 13), à Pompéi, ou encore à la fossilisation d'Ötzi, l'homme des glaces du Tyrol, surpris par une tempête, il y a 5000 ans, par une journée de septembre, dans les Alpes...

Chapitre 5 (énoncé p. 199)

Éléments de réflexion proposés par les auteurs

1. La vaste extension géographique des alternances calcaires-marnes, ainsi que le fait de pouvoir suivre les strates sur de grandes distances exclut une origine gravitaire pour ce type de dépôt, comme cela avait été envisagé par certains auteurs (en particulier Lombard, 1956).

2. Les fluctuations des teneurs en CaCO_3 sont progressives. Cela signifie que la limite strate calcaire-strate marneuse ne correspond pas à une modification brutale, mais plutôt à des changements progressifs. Dans les carottages des sédiments océaniques récents, de telles fluctuations progressives sont bien connues et trois causes sont alors envisagées : différences dans la productivité primaire, dilution de la teneur en CaCO_3 par une phase détritique plus importante, ou encore dissolution sélective des organismes calcaires.

3. Les strates calcaires et les strates marneuses ne sont pas génétiquement liées. Leurs épaisseurs évoluent différemment au cours du temps. La figure d montre en parti-

culier, outre une rupture en milieu de série se situant au même interbanc, des évolutions indépendantes de part et d'autre de cette coupure. Ces observations excluent l'hypothèse d'un dépôt unitaire d'un couple strate calcaire-strate marneuse, par exemple sous l'effet d'un courant de turbidité.

4. L'absence de granoclassement confirme que ces dépôts ne résultent pas d'un dépôt de type turbide. On peut objecter que la bioturbation a pu faire disparaître un éventuel granoclassement originel, mais le fait de trouver des lamines plaide plutôt en faveur d'une isotropie qui existait déjà au moment des dépôts.

5. La répartition différente des restes d'organismes planctoniques et benthiques indique que le passage d'une strate calcaire à une strate marneuse reflète une variation du paléoenvironnement océanique. Par ailleurs, le bon état de préservation de ces organismes exclut tout phénomène de dissolution près de l'interface eau-sédiment.

6. Strates calcaires et marneuses sont très nettement séparables par les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène. Cela prouve que l'alternance lithologique est étroitement calquée sur une rythmicité ayant affecté le milieu de dépôt. Parmi les facteurs capables d'agir sur les rapports isotopiques, les principaux sont la température des eaux, la salinité et la circulation océanique.

7. Les analyses des minéraux argileux indiquent que la nature de ces minéraux, ainsi que leurs proportions réciproques, varient de façon oscillante parallèlement au contenu carbonaté. Par leur assemblage à caractère essentiellement détritique (illite, kaolinite, chlorite), il est possible d'exclure une origine diagénétique pour ces minéraux. Des variations de sources d'apport qui déterminent la nature et la proportion des minéraux argileux est vraisemblable. Une autre différence significative est la présence, dans la fraction argileuse, de quartz dans les strates calcaires et son absence dans les strates marneuses. On est donc conduit à envisager des pulsations (climatiques ?) qui règlent la qualité et la quantité des matériaux détritiques fins en provenance des continents adjacents.

8. L'étude sur la répartition des ammonites entre les strates calcaires et marneuses conclut à des variations sous la dépendance du facteur climatique. Cependant, cette étude souligne l'importance d'autres facteurs tels que les variations du niveau marin, qui peuvent également être sous le contrôle de la tectonique et qui conditionnent l'augmentation ou la diminution des niches écologiques au niveau des mers épicontinentales et conduisent à des compétitions écologiques entre les divers taxons. La fréquente répétition de ces alternances plaide en défaveur de l'origine tectonique.

9. La durée de 20 000 ans correspond à la durée de la précession pour les paramètres orbitaux de la Terre (voir cycle de Milankovitch).

Synthèse possible

Toutes les données acquises convergent vers une origine climatique pour les variations qui induisent des compositions différentes, mais progressives et répétitives, des strates calcaires et marneuses. L'origine de ces variations climatiques, dont la périodicité serait proche de 20 000 ans pourrait être mis en rapport avec des cycles astronomiques et en particulier la précession.

On voit que le passage d'une strate calcaire à une strate marneuse, bien que bien marquée sur le terrain, traduit des seuils de composition progressifs et accentués par la diagenèse.

Chapitre 6 (énoncé p. 243)

1. La construction d'une série sédimentaire « type », à partir des indications fournies par la notice d'une carte géologique, permet une première compréhension des phénomènes géologiques qui caractérisent une région donnée. Dans le cas de la partie de carte étudiée, on constate que l'épaisseur des séries sédimentaires est très importante. En admettant que la base de la série (qui débute par les « terres noires ») soit datée vers 160 Ma (Callovien) et en situant la partie supérieure de la série (« marnes bleues ») vers 100 Ma (dans l'Albien), on en déduit que, en 60 Ma environ, l'épaisseur cumulée de roches sédimentaires est de plus de 4 200 mètres. Ceci correspond à une moyenne de 7 cm/1000 ans. La vitesse de dépôt des sédiments est nécessairement supérieure, car il faudrait tenir compte de la compaction des sédiments postérieure à leur dépôt.

2. Dans le secteur pris en compte, les dépôts sont constitués soit par des marnes (« terres noires », « marnes bleues »), soit par des calcaires marneux (Kimméridgien, Hauterivien...), soit par des calcaires (Tithonique, Bériassien). En considérant la répartition de ces roches au cours du temps, on s'aperçoit que la série débute par un pôle marneux, puis progressivement devient calcaire à la limite Crétacé-tertiaire (Tithonique-Bériassien), pour redevenir marneuse au sommet (« marnes bleues »). L'ensemble de la série correspond donc à un cycle dominé par les apports détritiques à sa base et à son sommet. L'une des manières de mettre en évidence de tels gradients est d'associer à la série sédimentaire établie (« log stratigraphique ») des colonnes destinées à caractériser la nature dominante des apports sédimentaires (détritiques, chimiques, biologiques). Ces gradients de types de dépôts sont également

visibles dans les paysages, car ils se traduisent par des résistances différentes à l'altération. Ainsi, la photographie de la page 216 permet clairement de voir la modification marnes-calcaires au cours du temps. Ce sont les calcaires qui constituent les reliefs et les marnes les dépressions. Cette même constatation peut être faite sur la photographie de la page 179. À ce cycle de longue durée, se superposent d'autres cycles, de durées et d'amplitudes moindres, non identifiables d'après les données disponibles ici, à l'exception des cycles constitués par les alternances régulières calcaires-marnes, et qui ont fait l'objet de l'exercice à la fin du chapitre 5.

3. La connaissance des paléobathymétries de mise en place des sédiments est très complexe. On admet ici une profondeur relativement faible (50 à 500 mètres), ce qui correspond soit à une plate-forme continentale, soit à une marge continentale. En tous les cas, seule une subsidence importante sur une période de temps longue permet d'expliquer l'épaisseur des sédiments déposés. Cette subsidence ne se fait pas à une vitesse constante, ainsi qu'on peut l'établir en calculant des épaisseurs de dépôts, non sur l'ensemble de la série, mais par étages. Ces variations de vitesse de subsidence sont en relations avec les mécanismes géodynamiques qui conditionnent la genèse et l'évolution du bassin sédimentaire (voir chapitre 11, lithosphère).

4. Les unités cartographiques utilisées dans cette carte sont de plusieurs types. Certaines limites correspondent à celle de l'étage, tel qu'il est défini par un contenu paléontologique ; c'est le cas, par exemple, des étages Valanginien ou Hauterivien. Dans d'autres cas, on définit des ensembles qui regroupent des étages ou des parties d'étages ; c'est le cas du Bédoulien-Barrémien indifférenciés, ou encore du Tithonique (tel qu'il est encore défini sur cette carte).

Enfin, les auteurs regroupent sous un terme descriptif, comme les « terres noires » des ensembles lithologiques dans lesquels seule une analyse paléontologique détaillée permettrait d'établir des coupures, mais qui sur le terrain correspondent à un ensemble « monotone » (ainsi que l'indique la notice de la carte géologique). Les relations entre lithofaciès et biofaciès sont donc très variables, mais il y a obligatoirement corrélations entre les variations d'apports sédimentaires et les modifications des associations d'êtres vivants, qui toutes deux traduisent des variations de paysages.

La lecture d'une carte géologique en terrains sédimentaires permet de cerner les modifications des paléoenvironnements, de déduire certaines des causes de ces transformations (climatiques, tectoniques). C'était là le but de l'exercice : proposer, de temps en temps, de transformer une carte en successions de paysages.

Chapitre 7 (énoncés p. 296)

1.

Une portion de l'énergie incidente au système géosphère-atmosphère est réfléchiée vers l'espace. L'énergie disponible pour le système est donc :

$$E_i = S(1 - \alpha)$$

La planète intercepte cette énergie comme un disque de surface πR^2 , où R est le rayon de la Terre. L'énergie incidente nette est donc :

$$E_{in} = (\pi R^2) S(1 - \alpha)$$

L'énergie émise par la Terre peut être calculée à partir de la loi de Stefan-Boltzmann :

$$E_e = \sigma T^4$$

avec σ = constante de Stefan-Boltzmann et T = température de radiation en kelvins.

Le système Terre-atmosphère n'étant pas un corps noir parfait il faut introduire un facteur correctif ϵ appelé émissivité effective. L'énergie nette émise par la Terre devient :

$$E_e = \epsilon \sigma T^4$$

Cette énergie étant émise par la surface totale de la Terre, nous obtenons :

$$E_{en} = (4\pi R^2) \epsilon \sigma T^4$$

L'équilibre radiatif est exprimé par :

$$E_{in} = E_{en}$$

soit :

$$(\pi R^2) S(1 - \alpha) = (4\pi R^2) \epsilon \sigma T^4$$

ce qui donne, après simplification, l'expression de l'équilibre radiatif du système géosphère-atmosphère :

$$S(1 - \alpha) = 4\epsilon \sigma T^4$$

En extrayant T de cette équation on obtient :

$$T = [S(1 - \alpha)/4\epsilon \sigma]^{1/4}$$

En maintenant constants l'albédo α et l'émissivité effective ϵ , on constate qu'une variation de 1 % de la constante solaire fait varier la température de 0,6 °C.

En maintenant constantes l'émissivité effective ϵ et la constante solaire S , on constate qu'une variation de 5 % de l'albédo α (un accroissement des banquises la faisant passer de 31 à 36 % par exemple) fait baisser la température de 4,5 °C.

En maintenant constants l'albédo α et la constante solaire S , on constate qu'une variation de l'émissivité effective ϵ fait varier la température. Cette émissivité dépend de la chimie de l'atmosphère dont dépend l'effet de serre.

2.

$$a) m = (P_{atm}/g) \cdot 4\pi(6368 \cdot 10^3)^2 \text{ soit : } 5,26 \cdot 10^{18} \text{ kg.}$$

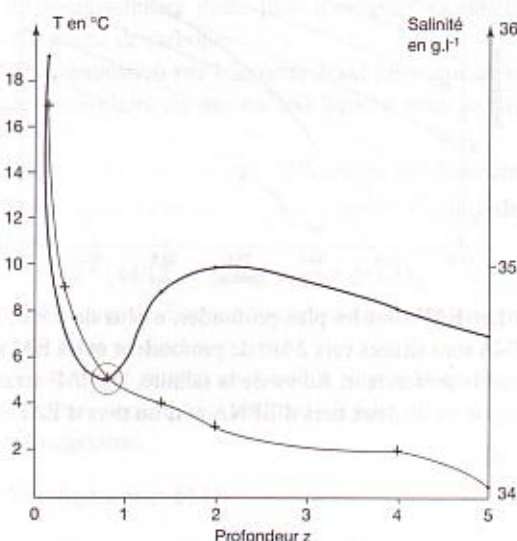
b) de $F = G.m.m'/d^2$ et $F = mg$, on tire $m' = g.d^2/G$, ce qui nous donne une masse de $5,96 \cdot 10^{24}$ kg pour la Terre ; l'ordre de magnitude entre la masse de la Terre et la masse de l'atmosphère est donc de 6 ; l'atmosphère est un million de fois plus légère que la géosphère, mais plus de mille fois plus lourde que la biosphère ($\approx 3 \cdot 10^{15}$ kg).

c) $h = P_{atm}/\rho g$ d'où : 10,34 mètres dans le cas du baromètre à eau et 75,97 centimètres dans le cas du baromètre à mercure ; cette hauteur d'eau d'environ dix mètres est connue depuis longtemps par les fontainiers qui savent que l'on ne peut pas pomper de l'eau située à plus de 10 mètres de profondeur.

d) environ 60 % car d'après l'équation de la réponse n° 1, la masse de l'atmosphère située au-dessus de l'avion est de $2,08 \cdot 10^{18}$ kg ; on obtient une réponse identique en partant des pressions.

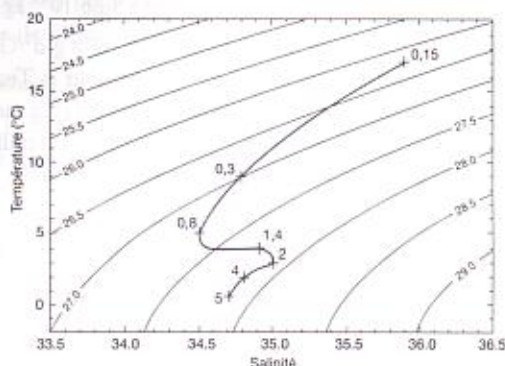
3.

a)



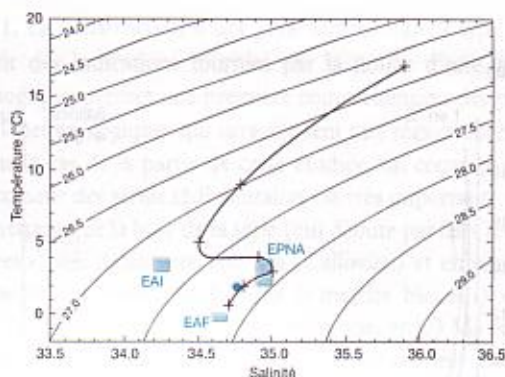
Le profil $T = f(z)$ montre une décroissance des températures de la surface vers le fond. Lorsque la salinité est supérieure à 20 g.l⁻¹ l'eau de mer a une densité maximale vers 0 °C. En ne considérant que la température, la colonne d'eau est stable. Par contre le profil salinité $= f(z)$ montre qu'entre 1 et 3 km de profondeur des eaux moins salées et donc moins denses sont susceptibles de déstabiliser la colonne d'eau. Il faut donc tenir compte des deux paramètres.

b)



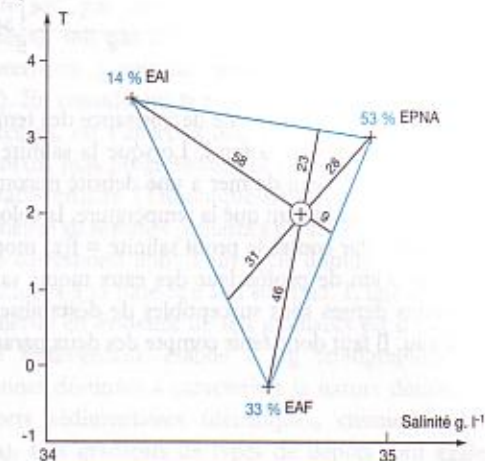
Jusque vers 2 km de profondeur la colonne d'eau est stable car la densité augmente. Entre 2 et 4 km, la densité diminue et la colonne d'eau est instable. Entre 4 et 5 km la densité est constante.

c)



Les EAF sont les plus profondes, à plus de 6 km. Les EPNA sont situées vers 2 km de profondeur et les EAI vers 1 km de profondeur. Au vu de la salinité, les EAF seraient composées de deux tiers d'EPNA et d'un tiers d'EAI.

d)



La solution est graphique et la proportion de chacune des masses d'eau est calculée à partir du rapport de la longueur des segments de droites qui passent par le réservoir considéré et l'échantillon prélevé (la contribution des EAF est de 23/69^{ème} soit environ 33 % par exemple).

Chapitre 8 (énoncés p. 329)

1.

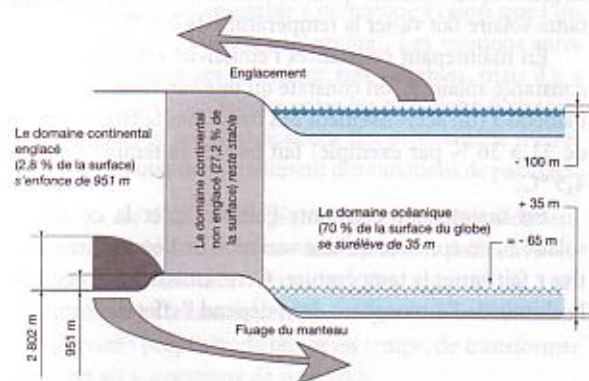
- a) $\delta^{18}\text{O} = 20 \text{ ‰}$.
- b) enrichie
- c) $\delta^{18}\text{O} = -(120 \cdot 40 \text{ ‰})/3690 = 1,30 \text{ ‰}$.
- d) 2 °C .

2.

a) L'excentricité, dont la périodicité est de 91 000 ans est altérée par une seconde périodicité de 400 000 ans environ. La précession des équinoxes ($T = 21\,700 \text{ a}$) présente une amplitude décroissante entre -150 et -10 ka car elle dépend de la géométrie orbitale du système Terre-Lune. L'obliquité ($T = 41\,000 \text{ a}$) est relativement régulière.

b) L'ensoleillement par 65 °N au solstice d'hiver est directement anticorrélé à l'obliquité de l'axe de la Terre : plus l'obliquité est grande, plus la quantité d'énergie perçue est faible. L'ensoleillement par 20 °N au solstice d'été est directement anticorrélé à la précession des équinoxes et l'amplitude de l'ensoleillement montre la même décroissance que l'amplitude de la précession. L'ensoleillement par 65 °N au solstice d'été est plus ou moins anticorrélé à la précession et ses variations d'amplitude sont directement proportionnelles à l'excentricité. L'ensoleillement par 20 °N au solstice d'hiver est plus ou moins directement corrélé à la précession, et ses variations d'amplitude dépendent également de l'excentricité.

3.



a) le volume d'eau transférée est :

$$V_e = 510.10^6 \times 0,7 \times 0,1 = 35,7.10^6 \text{ km}^3$$

soit un volume de glace de :

$$V_g = 35,7.10^6 \times (1,028/0,917) = 40,02.10^6 \text{ km}^3$$

qu'il faut répartir sur une surface englacée de :

$$S_e = 510.10^6 \times 0,028 = 14,28.10^6 \text{ km}^2$$

ce qui nous donne une épaisseur moyenne des calottes polaires :

$$x = (40,02.10^6)/(14,28.10^6) = 2,802 \text{ km}$$

soit 2 802 mètres.

b) L'équilibre isostatique sous les calottes polaires implique un enfoncement moyen :

$$y = 2,802 \times (0,917 / 2,7) = 0,951 \text{ km}$$

soit 951 mètres.

c) Le volume de manteau qui flue du domaine englacé vers le domaine océanique est alors :

$$V_m = (14,28.10^6) \times 0,951 = 13,58.10^6 \text{ km}^3$$

ce qui nous donne une épaisseur de manteau excédentaire sous le domaine océanique de :

$$E_0 = (13,58.10^6)/(510.10^6 \times 0,7) = 0,038 \text{ km}$$

qui par compensation isostatique entraîne un relèvement des fonds océaniques de :

$$z = 0,038 \times (2,9/3,1) = 0,035 \text{ km}$$

soit 35 mètres.

d) La baisse réelle du niveau de la mer ne sera donc que de :

$$R = 100 - 35 = 65 \text{ mètres.}$$

Chapitre 9 (énoncés p. 345)

1.

a) La surface des océans représentant 71 % de la surface terrestre l'élévation du niveau de la mer serait de :

$$H = (24 \cdot 10^6)/0,7 \times (4\pi \cdot 6368^2) = 0,067 \text{ km}$$

soit 67 mètres.

b) De nombreuses régions côtières seraient submergées : la Camargue, le Languedoc, les bordures occidentales du Bassin Parisien et du Bassin Aquitain...

c) Le volume des océans est de :

$$V_0 = 0,7 \times (4\pi \cdot 6368^2) \times 3,81 = 1,359 \cdot 10^9 \text{ km}^3$$

La dilatation volumique résultant d'un réchauffement de 5 °C entraîne une augmentation de volume de l'océan de :

$$V_d = (2,57 \cdot 10^{-4} \cdot 5) \times 1,359 \cdot 10^9 = 1,746 \cdot 10^5 \text{ km}^3$$

et une élévation :

$$H = (1,746 \cdot 10^5)/0,7 \times (4\pi \cdot 6368^2) = 0,0049 \text{ km}$$

soit 4,9 mètres.

2.

a) On peut écrire la formule de combustion simplifiée suivante :



soit 1,5 molécules de dioxygène par atome de carbone.

b) Votre véhicule consomme 80 ml de carburant par kilomètre soit :

$$80 \cdot 0,8 = 64 \text{ grammes de carburant}$$

Étant donné que le poids moléculaire d'un carburant de formule globale CH_2 est de 14 vous brûlez :

$(12/14) \cdot 64 = 54,85$ grammes de carbone par kilomètre et libérez dans l'atmosphère une quantité de dioxyde de carbone :

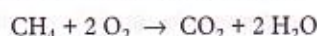
$$Q_{\text{CO}_2} = 54,85 \cdot (44/12) = 201 \text{ grammes de CO}_2$$

c) Non négligeable !

$$201 \cdot 25 \cdot 1000 = 5,025 \cdot 10^3 \text{ grammes}$$

soit plus de 5 tonnes de CO_2 .

d) La formule de combustion devient :



et vous consommez donc plus d'oxygène (2 molécules pour 1 atome de carbone).

La combustion par kilomètre étant identique et vu le poids moléculaire du gaz naturel liquéfié vous ne brûlez que :

$$(12/16) \cdot 64 = 48 \text{ grammes de carbone par kilomètre}$$

et libérez dans l'atmosphère une quantité de dioxyde de carbone :

$$Q_{\text{CO}_2} = 48 \cdot (44/12) = 176 \text{ grammes de CO}_2$$

soit 4,4 tonnes de dioxyde de carbone par an pour témoigner de votre passion amoureuse.

En tant que citoyen responsable vous avez diminué de 600 kg votre contribution polluante et fait quelques économies budgétaires.

3. (Voir figure page 614).

Chapitre 10 (énoncés p. 379)

1.

x, y et z sont les distances qui séparent respectivement l'épicentre des stations S1, S2 et S3. t_0 est le temps d'origine.

$$x = (t_1 - t_0) \cdot V_P = (t_2 - t_0) \cdot V_S$$

$$(1798,9 \text{ sec} - t_0) \cdot 5,6 = (1804,7 \text{ sec} - t_0) \cdot 3,4$$

d'où $t_0 = 15 \text{ h } 29 \text{ mn } 49,9 \text{ sec.}$

$$x = 50,4 \text{ km}$$

De la même façon, on trouve, à partir des données relatives aux stations S2 et S3 : $y = 71,1 \text{ km}$ et $z = 25,6 \text{ km}$.

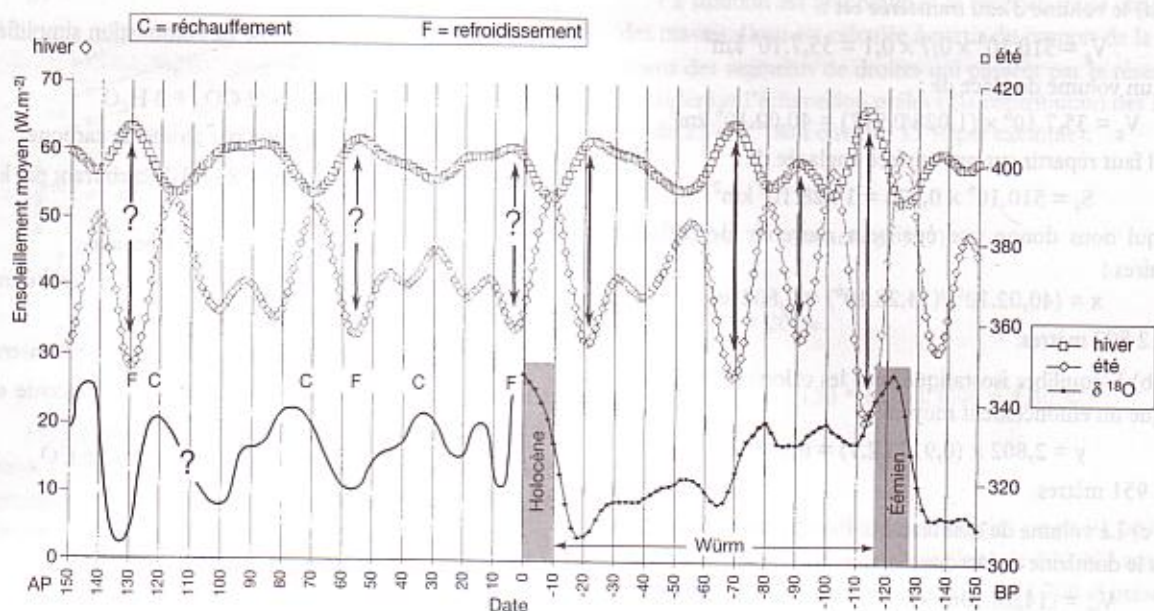


FIGURE DE L'EXERCICE 3 DU CHAPITRE 9.

Sur le plan, l'épicentre du séisme est situé à l'intersection commune des trois cercles de centre S1 et de rayon $x = 50,4$ km, de centre S2 et de rayon $y = 71,1$ km, de centre S3 et de rayon $z = 25,6$ km.

2.

a) Il faut souligner que le gradient géothermique diminue avec le temps et qu'il est plus prononcé en surface qu'en profondeur.

En $z = 0$, on obtient

$$G(0) = \frac{(T_0 - T_S)}{(\pi K t)^{0,5}}$$

b) Température des basaltes : 1200 °C. Gradient dans les mines : 30 °C/km. À partir de ces valeurs, on trouve : âge de la Terre = $16 \cdot 10^6$ ans.

c) Le modèle de Kelvin part d'un état initial chaud, ne prenant en compte que les sources de chaleur d'origine que l'on sait aujourd'hui être : chaleur d'impacts pendant l'accrétion ; chaleur de différenciation des différentes enveloppes ; radioactivités éteintes... Ce modèle néglige les sources de chaleur interne postérieures à la formation de la planète : désintégration radioactive des éléments comme U, Th et K ; chaleur dégagée par la cristallisation et la différenciation de la graine du noyau...

Dans le modèle de Kelvin, le transfert de chaleur ne se fait que par conduction. Il faut souligner que manteau et noyau terrestre sont convectifs et que seules les grandes interfaces lithosphère/extérieur et noyau/manteau, ainsi peut-être que la graine sont le siège d'un transport par conduction ...

Chapitre 11 (énoncés p. 493 et 494)

1.

a) Avec le modèle de Pratt, la chaîne de montagne, de densité ρ plus faible que celle du reste de la croûte continentale, ne possède pas de racine. Son épaisseur crustale est de $35 + 5 = 40$ km. On a : $35,2,8 = (35 + 5) \cdot \rho$; d'où $\rho = 2,45$.

Avec le modèle d'Airy, soit r l'épaisseur de la racine de la chaîne de montagne de densité 2,8 sous la base de la croûte continentale. On a :

$$(35,2,8) + (r,3) = (5 + 35 + r) \cdot 2,8$$

d'où $r = 28$ km.

L'épaisseur sous la chaîne de montagne est alors de $5 + 35 + 28 = 68$ km.

b) En appliquant le modèle d'Airy, appelons : E l'épaisseur crustale totale sous la montagne de 4 000 m d'altitude

et r l'épaisseur de sa racine ; x la remontée de la base de la racine lorsque, après l'érosion de 2 000 m d'épaisseur de matériaux, le sommet de la chaîne s'établit à l'altitude h et que son épaisseur crustale devient E' .

On a (épaisseurs en km) : $E' = E - 2$.

Par ailleurs : $E \cdot 2,8 = (E' \cdot 2,8) + (x \cdot 3,3)$, ou encore : $E \cdot 2,8 = (E - 2) \cdot 2,8 + (x \cdot 3,3)$; d'où l'on tire $x = 1,7$ km.

Avec $E = 4 + 35 + r$ et $E' = h + 35 + r - x$, on écrit :

$$(4 + 35 + r) \cdot 2,8 = (h + 35 + r - x) \cdot 2,8 + (x \cdot 3,3),$$

d'où l'on tire $h = (22,4 - x) / 5,6$, puis : h (nouvelle altitude) = 3,7 km.

c) Quand l'érosion a enlevé 10 km : $E \cdot 2,8 = (E - 10) \cdot 2,8 + (x \cdot 3,3)$; $x = 28 / 3,3 = 8,48$.

h (nouvelle altitude) = $(22,4 - 8,48) / 5,6 = 2,485$ km.

d) Pour que le sommet de la montagne ne dépasse pas le niveau de la mer, l'érosion doit enlever une épaisseur y , telle que :

$$a = 0 \text{ d'où } x = 22,4 \text{ km.}$$

$$E \cdot 2,8 = (E - y) \cdot 2,8 + (22,4 \cdot 3,3)$$

d'où l'on tire $y = 26,4$ km.

2.

a) $L = 2 \cdot \pi \cdot 6\,371 = 40\,030$ km.

$$L \cdot l = \text{surface du globe terrestre} = 4 \cdot \pi \cdot 6\,371^2$$

d'où $l = 2 \cdot 6\,371 = 12\,742$ km.

$$2d \cdot l = 0,71 \cdot 4 \cdot \pi \cdot 6\,371^2$$

d'où $d = 0,71 \cdot \pi \cdot 6\,371 = 14\,211$ km.

b) $\tau = x/v$.

Figure à l'échelle :

c) A = axe d'une dorsale océanique = zone d'accrétion océanique.

B et B' = marges actives = zones de subduction océanique.

d) Principalement par la cartographie des anomalies magnétiques océaniques qui donne accès à une succession de polarités du champ magnétique terrestre selon une échelle calibrée par la datation des basaltes de la croûte océanique. Cette datation est obtenue par radiochronologie des laves ou par biochronologie des premiers dépôts sédimentaires qui les recouvrent.

3.

$$a) z(20 \text{ Ma}) = 11 \sqrt{20} = 49,2 \text{ km.}$$

b) Le profil bathymétrique nord-sud suivant l'isochrone 10 Ma passant entre les deux parties décalées de la dorsale est plat, les deux parties des plaques océaniques de même âge étant à la même altitude « thermique », de l'ordre de - 3 500 m (cf. fig. 11.25). Le profil bathymétrique, également nord-sud, situé 200 km plus à l'Est et qui recoupe le prolongement de la faille transformante présente de part et d'autre de l'accident deux parties d'inégales profondeurs. Au nord, le plancher océanique jeune (10 Ma) surmonte une lithosphère chaude. Sa profondeur est relativement faible, de l'ordre de - 3 500 m. Au sud, le plancher océanique plus âgé (30 Ma) surmonte une lithosphère plus froide. Sa profondeur est relativement plus grande, de l'ordre de - 4 500 m. Au passage de la faille transformante, il existe donc un escarpement à regard sud, haut de près de 1 000 m. Voir, par exemple la figure 11.32.

4.

Cf. figures 11.50a et 11.50b

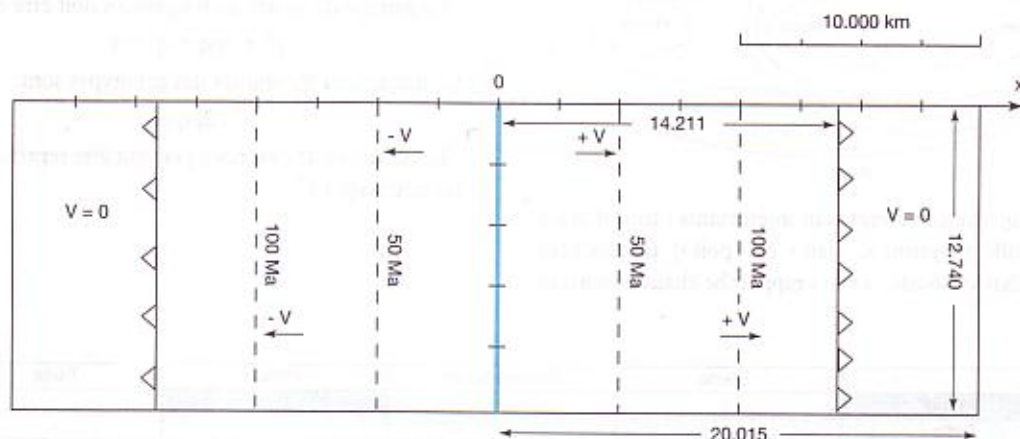


FIGURE DE L'EXERCICE 2 DU CHAPITRE 11.

5.

Il s'agit des roches sédimentaires de la couverture décollée, déformée et déplacée. Les formations les plus anciennes visibles à l'affleurement appartiennent au niveau de décollement fondamental constitué par les évaporites et argilites du Trias. Au dessous, le soubassement ante-alpin et le tégument du Trias inférieur n'ont pas participé, ou de façon mineure, au raccourcissement mio-pliocène.

6.

- Chaînes de subduction : de type andin ou intra-océaniques.
- Chaînes d'obduction, de type Oman.
- Chaînes de collision arc - continent ou intercontinentales.
- Chaînes intra-contininentales sur décrochement ou bassin écrasé.

Chapitre 13 (énoncés p. 599)

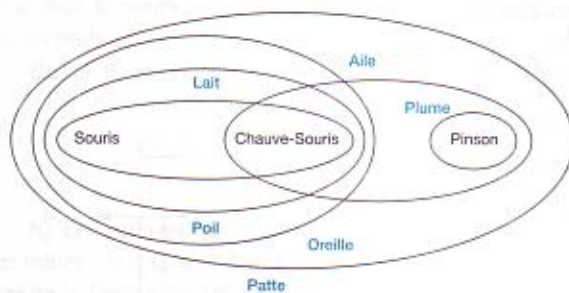
1. Cladisme

a) Le partage des caractères dérivés entraîne différents regroupements, schématisés dans le tableau ci-dessous.

La série complète de signes moins (-) chez la truite souligne le caractère ancestral de l'espèce.

b) Le caractère « plume » regroupe le pinson avec lui-même ; le caractère « patte » regroupe les trois espèces que l'on veut classer. Ces caractères sont donc inopérants et d'aucune utilité pour le problème posé.

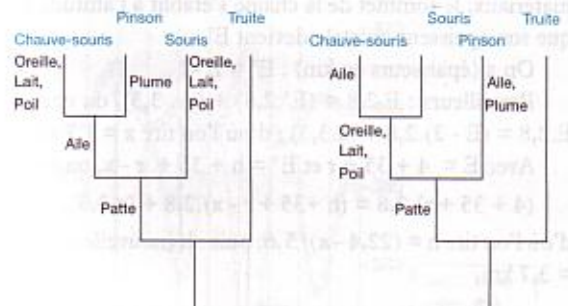
c) Le diagramme de Venn est le suivant :



Seuls quatre caractères sont intéressants : trois d'entre eux (« oreille moyenne », « lait » et « poil ») rapprochent souris et chauve-souris ; « aile » rapproche chauve-souris et pinson.

	Souris	Chauve-souris	Pinson	Truite
Plume	-	-	+	-
Patte	+	+	+	-
Lait	+	+	-	-
Poil	+	+	-	-
Aile	-	+	+	-
Oreille à 3 osselets	+	+	-	-

d) Les deux arbres sont les suivants.



e) Si l'on retient l'arbre n° 1, « aile » est un caractère homologue, et les trois autres caractères sont convergents, c'est-à-dire qu'ils sont issus d'événements évolutifs indépendants. Si l'on retient l'arbre n° 2, seul « aile » est un caractère convergent. C'est donc le deuxième arbre qui répond au critère de parcimonie.

Les hypothèses d'homologies de départ sont confirmées par « oreille moyenne à trois osselets », « lait » et « poil », infirmées pour « aile ».

2. L'équation de Hardy-Weinberg

La loi de Hardy-Weinberg relie la fréquence des allèles à la fréquence des génotypes.

ALLÈLE (FRÉQUENCE)	T(p)	t(q)
T(p)	TT(p ²)	Tt(pq)
t(q)	Tt(pq)	tt(q ²)

La somme de toutes les fréquences doit être égale à 1

$$p^2 + 2pq + q^2 = 1$$

et les fréquences théoriques des génotypes sont

$$p^2 : 2pq : q^2$$

Les données de l'exercice peuvent être représentées par le tableau page 617.

PHÉNOTYPE	NOMBRE D'INDIVIDUS	GÉNOTYPE SUPPOSÉ	NOMBRE D'ALLÈLES T	NOMBRE D'ALLÈLES t
beaucoup de taches	1469	TT	1469×2	—
intermédiaire	138	Tt	138	138
peu de taches blanches	5	tt	—	5×2

La fréquence de l'allèle T dans la population est de $(1469 \times 2) + 138 = 3076$, divisé par le nombre total d'allèles de la population, soit 2×1612 .

$$p = \frac{3076}{3224} = 0,954$$

Étant donné que $q = 1 - p$

$$q = 0,046$$

ce qui donne les fréquences théoriques suivantes :

$$0,9101 : 0,0878 : 0,002$$

et pour une population de 1612 individus :

$$(0,9101 \times 1612) : (0,0878 \times 1612) : (0,002 \times 1612)$$

soit : 1467 : 142 : 3

La fréquence des phénotypes observés est donc très proche de la fréquence théorique. La fréquence des différents phénotypes est maintenue de génération en génération car la fréquence de l'allèle dominant (T) reste stable. Dans une population panmictique la fréquence de l'allèle t est égale à

$$(2 \times (\text{fréquence du génotype TT}) + \text{fréquences des phénotypes Tt et tt}) / 2 \times (\text{fréquence de tous les génotypes})$$

soit

$$\begin{aligned} \frac{(2p^2 + pq + qp)}{2} &= p^2 + pq = p(p + q) \\ &= p \text{ puisque } (p + q) = 1 \end{aligned}$$

3. Les stratégies adaptatives.

- stratégie K
- stratégie r
- stratégie K
- stratégie K.

BIBLIOGRAPHIE

La Terre, planète du système solaire

- ALLÈGRE C., *De la pierre à l'étoile*, Fayard, « Le temps des sciences », 1996.
- *Introduction à une histoire naturelle : du Big-Bang à la disparition de l'homme*, Fayard, « Le temps des sciences », 1992.
- BOTTINELLI L., BRAHIC A., GOUGUENHEIM L., RIPERT J. et SERT J., *La Terre et l'Univers*, Hachette, 1994.
- BRAHIC A., *Formation of Planetary Systems*. Cepadues/CNES, 1982.
- *Les comètes*, P.U.F., « Que sais-je ? » 1993.
- *Enfants du Soleil : Histoire de nos origines*, Odile Jacob, 1999.
- CAZENAVE A. et FEIGL K., *Formes et mouvements de la Terre*, Belin/CNRS, 1994.
- CELNIKIER L., *Basics of Cosmic Structure*, éditions Frontières, 1989.
- DANIEL J.-Y., in *La lumière*, CRDP de Paris, « Interfaces », 1991, p. 74.
- GREGORY P.C. et CONDON J.J., *Astronomical Journal Supplements*, 1991, n° 75, p. 1011.
- GROSSMAN L. et LARIMER J.W., *Review of geophysics and space physics*, 1974, n° 12, p. 71.
- GUTH A. et STEINHARDT P., in « L'Univers, des faits aux théories », *Pour la Science*, numéro spécial, 1988, p. 30.
- HARWIT, *Astrophysical Concepts*, Springer-Verlag, New York, 1988.
- HAYS J.O. et DICKEY J., « Earth's Variable Rotation », *Science*, 1991, n° 258, p. 629.
- KLEIN, E., *Sous l'atome, les particules*, Flammarion, « Dominos ».
- KUTNER M., *Astronomy – A Physical Perspective*, Wiley, New York, 1987.
- LACHIEZE-REY M., *Initiation à la cosmologie*, Masson, 1992.
- LANTOS P., *Le Soleil*, P.U.F., « Que sais-je », 1994.
- LASKAR J. et al, *Nature*, 1993, n° 36, p. 615.
- LE MOUËL J.-L. et al, « Changes in Earth Rotation », *Nature*, 1992, n° 355, p. 26.
- MORRISON D. et OWEN T., *The Planetary System*, Addison-Wesley, USA, 1988.
- NE'EMAN Y. et KIRSH Y., *Les chasseurs de particules*, Odile Jacob, 1999.
- PAUL J., *L'homme qui courait après son étoile*, Odile Jacob, 1998.
- PRANTZOS N. et MONTMERLE T., *Naissance, vie et mort des étoiles*, P.U.F., « Que sais-je », 1998.
- PRESS F., *Understanding Earth*, Freeman, New York, 1994.
- SCHATZMAN E. et PRADERIE F., *Les étoiles*, CNRS, « Savoirs actuels », 1994.
- SELDNER M. et al, *Astronomical Journal*, 1977, n° 82, p. 313.
- SHU F., *The Physical Universe. An Introduction to Astronomy*, University Science Books, Mill Valley, California, 1982.
- SILK J., *Le Big-Bang*, Odile Jacob, 1997.
- SMOOT G. et DAVIDSON K., *Les rides du temps : l'Univers 300 000 ans après le Big-Bang*, Flammarion, « NBS », 1994.
- WEINBERG S., *Les trois premières minutes de l'Univers*, Le Seuil, « Science ouverte », 1978.

La Terre, archives géologiques et mémoire du temps

- ADAMS A.E., MACENZIE W.S. et GUILFORD C., *Atlas des roches sédimentaires*, Masson, 1994.
- ADOUTTE et al. (ouvrage collectif), *La mémoire de la Terre*, Le Seuil, « Points Sciences », 1992.
- ALLEN J.R.L., *Principles of Physical Sedimentology*, Allen & Unwin, Londres, 1985.
- ALLÈGRE C., *Introduction à une histoire naturelle : Du Big-Bang à la disparition de l'homme*, Fayard, « Le temps des sciences », 1992.
- BERNARD J.J., CONTINI D., GODET G. et GOHAU G., *Le temps en géologie*, Hachette Éducation, « Synapses », 1995.
- BIJU-DUVAL B., *Océanologie*, Dunod, « Géosciences », 1994.
- CARON J.-M., GAUTHIER A., SCHAAF A., ULYSSE J., WOZNIAK J., *Comprendre et enseigner la planète Terre*, Ophrys, 3ème éd., 1995.
- CAYEUX L., *Causes anciennes et causes actuelles en géologie*, Masson, 1941.
- CHAMLEY H., *Sédimentologie*, Dunod, « Géosciences », 1987.
- CHAMLEY H., *Clay Sedimentology*, Springer-Verlag, 1989.
- COJAN I. et RENARD M., *Sédimentologie*, Masson, 1997.
- COLLOQUE GÉOPROSPECTIVE 1994, *Le temps en géologie : du passé au futur*, Unesco, Actes du colloque.
- COMITÉ FRANÇAIS DE STRATIGRAPHIE (Rey J., coordonnateur), *Stratigraphie, terminologie française*, Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, Mém, 19, 1997.
- COTILLON P., *Stratigraphie*, Dunod, « Géosciences », 1988.
- COURTILLOT V., *La vie en catastrophes, du hasard dans l'évolution des espèces*, Fayard, « Les chemins de la science », 1995.
- DARWIN C., *L'origine des espèces*, (1859), Flammarion, « GF », 1992.
- ELLENBERGER F., *Histoire de la géologie*, 2 volumes, Lavoisier/Tec & Doc, « Petite collection d'histoire des Sciences », 1994.
- ELMI S. et BABIN C., *Histoire de la Terre*, Colin, 1994.
- GALL J.-C., *Paléocéologie. Paysages et environnements disparus*, Masson, 1994.
- GOHAU G., *Une histoire de la géologie*, Le Seuil, « Points Sciences », 1990.
- GOULD S.J., *Aux racines du temps*, Le livre de poche, « Biblio essais », 1987.
- GOULD S.J., *L'éventail du vivant : Le mythe du progrès*, Le Seuil, « Le temps des sciences », 1997.
- HOLTZAPFFEL T., *Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination*, Soc. Géol. du Nord, n° 12, 1985.
- HSÜ K.J., *Physical Principles of Sedimentology*, Springer-Verlag, 1989.
- JAEGER J.J., *Les mondes fossiles*, Odile Jacob, 1996.
- KAUFFMAN E.G. et WALLISER O.H. (eds), *Extinction Events in Earth History*, Springer-Verlag, 1993.
- LANCELOT J., « La mesure du temps en géosciences », in : *Le temps*, CRDP de Paris, « Interfaces » n° 6, pp. 95-127.
- LOMBARD A., *Séries sédimentaires. Genèse, évolution*, Masson, 1972.
- LYELL C., *Principes de géologie ou illustrations de cette science empruntées aux changements modernes que la Terre et ses habitants ont subi* (première partie), Langlois et Leclerq, Paris, 1843.
- MILLOT G., *Géologie des argiles*, Masson, 1964.
- POMEROL Ch., BABIN C., LANCELOT Y., LE PICHON X., RAT P. et RENARD M., *Stratigraphie : méthodes, principes, applications*, Doin, 1987.
- READING H.G., *Sedimentary Environments and Facies* (2^d ed.), Blackwell, Oxford, 1985.
- REINECK H.E. et SINGH I.B., *Depositional Sedimentary environments*, Springer-Verlag, Heidelberg, 1980.
- RENARD M., DAUX V., CORBIN J.C., EMMANUEL L. et BAUDIN L., « La chemostratigraphie », in : *Stratigraphie, terminologie française*. Comité français de stratigraphie, Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, mém. 19, 1997, pp. 51-61.
- TERMIER P., *À la gloire de la Terre*, Nouvelle Librairie Nationale, Paris, 1922.

La Terre et ses climats, dynamique des enveloppes fluides

- ANONYMES, *Ocean Chemistry and Deep-Sea Sediments*, 1989.
- ANONYMES, *Ocean Circulation*, Open University, 1989.
- ANONYMES, *Sea-water : its Composition, Properties and Behaviour*, Open University, 1989.
- BERGER A., *Le climat de la Terre*, De Boeck, Bruxelles, 1992.
- CARO P., *De l'eau*, Hachette, « Questions de science », 1992.
- Christopherson R.W., *Geosystems*, Prentice Hall, 1997.
- DUPLESSY J.-C. et MOREL P., *Gros temps sur la planète*, Odile Jacob, 1990.
- JOUSSAUME S., *Climats d'hier et de demain*, CNRS Éditions, 1993.
- LABEYRIE J., *L'homme et le climat*, Denoël, 1993.
- LORIUS C., *Glaces de l'Antarctique*, Odile Jacob, 1991.
- MAGNY M., *Une histoire du climat*, Errance, « Des Hespérides » 1995.
- MÉGIE G., *Ozone : équilibre rompu*, Presses du CNRS/Ilan College Publishing Company, 1989.
- SADOURNY R., *Le climat de la Terre*, Flammarion, 1994.

La Terre solide et sa dynamique

- ALLÈGRE C., *12 clés pour la géologie*, Belin, « Regards sur la science », 1988.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B., *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, Masson, 1984.
- CAZENAVE A., FEIGL K., *Formes et mouvements de la Terre, Satellites et géodésie*, Belin/CNRS, 1994.
- CHOUKROUNE P., *Déformations et déplacements dans la croûte terrestre*, Masson, 1995.
- DEBELMAS J., MASCLE G., *Les grandes structures géologiques*, Masson, 1991, 1997.
- FOWLER C.M.R., *The solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press, 1990, 1997.
- GIDON M., *Les structures tectoniques*, BRGM, « Manuels et méthodes » n°15, 1987.
- HANCOCK P.-L., (ed.), *Continental Deformation*, Pergamon Press, 1994.
- JOLIVET L., NATAF H.-C., *Géodynamique*, Dunod, « Géosciences », 1998.
- JUTEAU T., MAURY R., *Géologie de la croûte océanique : de l'accrétion au recyclage*, Masson, 1997.
- KELLER E.A., PINTER N., *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape*, Prentice-Hall, 1996.
- KORNPROBST J., *Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique : précis de pétrologie*, Masson, 1994.
- LALLEMAND S., *La subduction océanique*, Gordon & Breach, 1998.
- MADARIAGA R., PERRIER G., *Les tremblements de terre*, Presses du CNRS, 1991.
- MAURY R. (ed.), *Plein feu sur les volcans*, Mém. Soc. géol. Fr., 163, 1993.
- MERCIER J., VERGELY P., *Tectonique*, Dunod, « Géosciences », 1992.
- NICOLAS A., *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*, Kluwer, 1989.
- POIRIER J.-P., *Les profondeurs de la Terre*, Masson, « Cahiers des sciences de l'univers » n° 1, 1991.
- RAMSEY J.G., HUBER M.I., *The techniques of Modern Structural Geology*, Academia Press, Londres, 2 vol., 1983, 1987.
- ROURE F., HEITZMANN P., POLINO R. (eds.), *Deep Structure of the Alps*, Mém. Soc. géol. Fr., n° 156, 1990.
- La Terre. De l'observation à la modélisation*, Le Courrier du CNRS, Dossiers scientifiques, n° 76, 1990.
- L'écorce terrestre*, Pour la Science, numéro hors série, 1995.

La Terre, planète du vivant

- BABIN C., *Principes de paléontologie*, Colin, 1991.
- BRACK A. & RAULIN F., *L'évolution chimique et les origines de la vie*, Masson, 1991.
- CAIRNS-SMITH A.G., *Genetic Take over and the Mineral Origins of Life*, Cambridge University Press, 1982.
- CAMPBELL, *Biologie*, De Boeck, 1995.
- CHALINE J., *Paléontologie des Vertébrés*, Dunod, « Géosciences », 1988.
- DANCHIN A., *Une aurore de pierre : aux origines de la vie*, Le Seuil, « Science ouverte », 1990.
- DE DUVE C., *Poussière de vie : une histoire du vivant*, Fayard, « Le temps des sciences », 1996.
- DYSON F., *Origins of Life*, Cambridge University Press, 1985.
- ENAY R., *Paléontologie des Invertébrés*, Dunod, « Géosciences », 1990.
- HALLAM A. & WIGNALL P.B., *Mass Extinctions and their Aftermath*, Oxford University Press, 1997.
- LANGANEY A., *Les hommes : passé, présent, conditionnel*, Colin, 1988.
- LETHIERS F., *Évolution de la biosphère et événements géologiques*, Gordon & Breach, 1988.
- MAYNARD SMITH J. & SZATHMAY E., *The Major Transitions in Evolution*, Oxford University Press, 1995.
- SKELTON P., *Evolution : a Biological and Paleontological Approach*, Addison-Wesley, 1993.
- VOGEL S., *Life's Devices : the Physical World of Animals and Plants*, Princeton University Press, 1988.

UNITÉS, CONSTANTES ET VALEURS

I. Unités du système international

Unités de base

longueur	mètre	m
masse	kilogramme	kg
temps	seconde	s
intensité de courant	ampère	A
température thermodynamique	kelvin	K
quantité de substance	mole	mol
intensité lumineuse	candela	cd

Unités supplémentaires

angle plan	radian	rad
angle solide	steradian	sr

Unités dérivées

énergie	joule	J	$\text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-2} \equiv \text{N} \cdot \text{m}$
force	newton	N	$\text{m} \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-2} \equiv \text{J} \cdot \text{m}^{-1}$
pression	pascal	Pa	$\text{m}^{-1} \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-2} \equiv \text{N} \cdot \text{m}^{-2}$
puissance	watt	W	$\text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-2} \equiv \text{J} \cdot \text{s}^{-1}$
charge électrique	coulomb	C	$\text{s} \cdot \text{A}$
différence de potentiel électrique	volt	V	$\text{m}^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-3} \cdot \text{A} \equiv \text{J} \cdot \text{C}^{-1}$
intensité de champ magnétique	tesla	T	$\text{kg} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{A}^{-1} \equiv \text{V} \cdot \text{s} \cdot \text{m}^{-2}$
flux lumineux	lumen	lm	$\text{cd} \cdot \text{sr}^{-1}$
éclairage	lux	lx	$\text{m}^{-2} \cdot \text{cd} \cdot \text{sr}^{-1}$
fréquence	hertz	Hz	s^{-1}

II. Préfixes utilisés dans l'écriture des unités

10^{-1}	déci	d	10^1	déca	da
10^{-2}	centi	c	10^2	hecto	h
10^{-3}	milli	m	10^3	kilo	k
10^{-6}	micro	μ	10^6	méga	M
10^{-9}	nano	n	10^9	giga	G
10^{-12}	pico	p	10^{12}	téra	T
10^{-15}	femto	f	10^{15}	péta	P
10^{-18}	atto	a	10^{18}	exa	E

III. Autres unités

longueur	fermi	fm	10^{-15} m
	angström	Å	10^{-10} m
	micron	μm	10^{-6} m
	mile		1,609. km
distance astronomique	mille marin		1,853. km
	unité astronomique	UA	$1,496.10^{11}$ m
	année-lumière	al	$9,46.10^{15}$ m
	parsec	pc	$3,262. \text{ al} = 3,086.10^{16}$ m
temps	minute	min	60 s
	heure	h	3600 s
	jour	j	86400 s
	année	a	$3,16.10^7$ s
volume	litre	l	$10^{-3} \text{ m}^3 = 1 \text{ dm}^3$
masse	tonne	t	10^3 kg
température	degré celsius	°C	$1^\circ\text{C} \equiv 1 \text{ K}$
force	dyne (syst. c.g.s.)	dyn	10^{-5} N
énergie	erg (syst. c.g.s.)	erg	10^{-7} J
	calorie	cal	4,184. J
	électron-volt	eV	$1,6.10^{-19}$ J
pression	bar	bar	10^5 Pa
	atmosphère	atm	$1,01325.10^5$ Pa
	barye (syst. c.g.s.)		10 Pa
	cm de mercure	torr	0,33. atm
champ magnétique	gauss	gauss	10^{-4} T
angle	degré	°	$(\pi/180)$ rad
	minute	'	$(\pi/10800)$ rad
	seconde	"	$(\pi/648000)$ rad

IV. Constantes physiques fondamentales

constante de la gravitation	G	$6,672 \cdot 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$
célérité de la lumière dans le vide	c	$2,998 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$
constante de Planck	h	$6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$
constante de Boltzmann	k	$1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$
constante du corps noir	a	$7,564 \cdot 10^{-16} \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-4}$
constante de Stefan Boltzmann	σ	$5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
charge du proton	e	$1,602 \cdot 10^{-19} \text{ C}$
masse de l'électron	m_e	$9,110 \cdot 10^{-31} \text{ kg}$
masse du proton	m_p	$1,673 \cdot 10^{-27} \text{ kg}$
nombre d'Avogadro	N	$6,022 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$
constante des gaz parfaits	R	$8,314 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$
perméabilité du vide	μ_0	$4\pi \cdot 10^{-7} \text{ m.kg.s}^{-2}.\text{A}^{-2}$
permittivité du vide	$\epsilon_0 = \mu_0^{-1} c^{-2}$	$8,854 \cdot 10^{-12} \text{ .m}^{-3}.\text{kg}^{-1}.\text{s}^4.\text{A}^2$

V. Valeurs astronomiques d'usage courant

rayon équatorial de la Terre	$R_{\oplus}$	$6,378 \cdot 10^6 \text{ m}$
rayon équatorial de la Lune	R_{L}	$1,738 \cdot 10^6 \text{ m}$
rayon équatorial du Soleil	$R_{\odot}$	$6,96 \cdot 10^8 \text{ m}$
masse de la Terre	$m_{\oplus}$	$5,974 \cdot 10^{24} \text{ kg}$
masse de la Lune	m_{L}	$7,348 \cdot 10^{22} \text{ kg}$
masse du Soleil	$m_{\odot}$	$1,989 \cdot 10^{30} \text{ kg}$
luminosité du Soleil	$L_{\odot}$	$3,853 \cdot 10^{26} \text{ K.s}^{-1}$
distance Terre-Lune (demi-grand axe)		$3,844 \cdot 10^8 \text{ m}$
distance Terre-Soleil (demi-grand axe)	UA	$1,496 \cdot 10^{11} \text{ m}$
données relatives au Soleil :		cf. Tableau 1.5 p. 34
données relatives aux planètes :		cf. Tableaux 1.6 et 1.7 p. 64
données relatives aux satellites :		cf. Tableau 1.8 p. 70

LETTRES GRECQUES USUELLES		
Nom	MINUSCULE	MAJUSCULE
Alpha	α	
Bêta	β	
Gamma	γ	Γ
Delta	δ	Δ
Epsilon	ϵ	
Dzêta	ζ	
Êta	η	
Thêta	θ	Θ
Kappa	κ	
Lambda	λ	Λ
Mu	μ	
Nu	ν	
Xi	ξ	Ξ
Pi	π, ϖ	Π
Rhô	ρ	
Sigma	σ	Σ
Tau	τ	
Phi	ϕ, Φ	Φ
Khi	χ	
Psi	ψ	Ψ
Oméga	ω	Ω

INDEX

Une table des matières analytique figure en tête de l'ouvrage, p. VII.

On y trouvera toutes les notions qui font l'objet d'un titre ou d'un sous-titre, facilement repérables dans leur contexte. Ces notions n'ont généralement pas été reprises dans l'index qui, en complément de la table analytique, ne renvoie qu'à des termes spécialisés (diapirs,...), à des noms propres (Linné,...) ou encore à certaines notions rencontrées plusieurs fois au fil du livre (effet de serre,...).

A

AABW 280
AAIW 280
Acanthostega 557
ACC 280
accélération 552
accrétion océanique 441
Acheuléen 595
acide
 cyanhydrique 506, 508
 aminé 499
 azulmique 508
actualisme 159
Actynoptériens 567
Adapis parisiensis 579
adaptation 528
adénine 508
Adhémar 308
advection 314
Aegyptopithecus 579
aérosols 263
Agassiz (lac) 328
âge(s)
 absolu 162
 biblique 156
 mesure des 30
Agnathes 567
aile 560
 bâtarde 562
aimantation
 rémanente détritique 370
 thermorémanente 370, 407, 465
Akilia 512
alignement volcanique 410, 488
alizés 269
allantoïde 569
allèles 526
Alpes 394, 401, 442
Alpes occidentales 391, 394, 421, 438,
 444, 457, 487
Alsace 394
altération 174, 313

Altiasius kouchii 579
altimétrie satellitaire 353
altocumulus 275
altostratus 275
alula 562
amincissement 445, 457
 lithosphérique 449
amniote 569
anagenèse 531
analogue 542
analyse de parcimonie 547
Anatolepis 567
Andes 468, 476
andésites 473
Angiospermes 571
anneaux 96, 72, 105
anomalie
 gravimétrique 448
 magnétique 370, 406, 409, 414, 453
 isostatique 403
 thermique 471
Anomalocaris 518
anticlinal 433, 444
anticyclone 265
 des Açores 268
aplatissement 437
 terrestre 349
apomorphie 544
arc
 de la Sonde 475
 des Petites Antilles 467
 insulaire 387, 393, 466, 478, 481, 489
 volcanique 480
arcade dentaire 592
Archéen 317
Archaeopteryx 559
Ardipithecus ramidus 583
argiles 202
argileux (minéraux) 202
arginine 509
ARN autocatalytique 504
Asie 485
associations polliniques 300

Asteroxylon 556
astéroïdes 94, 71
asthénosphère 366, 378, 385, 393, 445,
 464, 492
Atlantrophe 584
atmosphère 255
 primitive 503
attapulgitite 206
Australopithecus
 [aethiopicus](#) 581
 [afarensis](#) 581
 [africanus](#) 582
 [anamensis](#) 582
 [bahrelgazali](#) 582
 [robustus](#) 583
Aysheia 518

B

bactérie 540
balance CO₂-O₂ 318
Baragwanathia 556
Barbade 325
baromètre 264
barre tithonique 166
basalte 381, 389, 453, 465, 466, 473,
 474, 488
basidiomycète 318
bassin
 de Paris 451
 flexural 404, 476, 480
 sédimentaire 406
Bauplane 517
beidellite 206
Bergeron (effet) 274
Bernal 511
Biber 321
BIF 510
bilan
 énergétique 285
 radiatif 285
biofaciès 190

biogéographie 525
 biomes 299
 biométrie 535
 biostratigraphie 219
 biozone 220
 bipédie 590
Birenia 579
Biticinella breggiensis 563
 Bitter Springs 514
blooms 319
 bombardement cosmique 125
Bothriolepis canadensis 568
 « bottle neck » (effet) 526
 boucliers 393, 394, 396
 Broca (aire de) 594
 Bulawayo 513

C

C₃ 343
 C₄ 343
 Cairns-Smith 511
Calcite Compensation Depth 181
 caldeira 384
 calmes tropicaux 269
 calpionelles 565
Canadapsis 518
Canadia 518
 canyons sous-marins 386
 caractères
 analogues 546
 convergents 546
 carte géologique en terrains sédimentaires 227
 catabatiques (les vents) 294
 catalyse hétérogène 511
 Catarhiniens 578
 catastrophisme 523
 catastrophistes 159
 causes actuelles-causes anciennes 159
 causes des extinctions 575
 cellule
 de convection 374, 378
 de Ferrel 270
 de Hadley 269
 eucaryote 514
 polaire 270
 Centres météorologiques inter-régionaux 293
 Céphalocordés 567
 Cercopithidés 578
 CFC (chlorofluorocarbures) 284
 chaînes de montagnes 393, 416, 428, 491
 chaleur
 latente de fusion 251
 latente de vaporisation 251
 massique 252
 chambre magmatique 382, 384, 390, 463

champ
 de contraintes 418, 420, 447
 gravitationnel 350
 magnétique 406
 magnétique terrestre 367
Chaoyangia 562
 charriage 439, 478
 Charte de Vail 241
 chaudière équatoriale 269
 chevauchements 438, 447, 477, 484
 Chilhac 585
 chimiostrophie 235
 chiralité 505
 chridium 557
 chlorites 205
 CHNOPS 498
choppers 584
 Chordés 567
 chronologie 32
 cinématique 411, 414, 416
 circulation
 atmosphérique 263
 convective 375
 hydrothermale 392, 465
 océanique 316
 profonde 280
 thermohaline 281
 cirrocumulus 275
 cirrostratus 275
 cirrus 275
 cisaillement 431, 478
 pur 419, 449
 simple 419, 436, 449
 clade 542
 cladogenèse 531
 cladogramme 544
 classification des climats 289
 clathrate 301
 CLIMAP 302
 climat 384
 (classification des) 289
 aride 290
 boréal 290
 de montagne 291
 équatorial 290
 polaire 291
 subtropical 290
 tempéré froid 290
 tempéré océanique 290
 tropical 290
 zonal 291
 close-off 301
 coalescence (effet de) 274
 Cœlacanthe 557
 coenzymes 509
 coévolution 537
 collage 480
 collision 399, 412, 414, 466, 479, 480, 484, 491

(chaîne de) 492
 comètes 72, 95
 compartimentation 505
 compensation 401
 complexe filonien 389, 466
 complexité 539
 composés chlorés 260
 compression 416, 471
 conduction thermique 374
 conductivité thermique 492
Confuciusormis 562
 constante solaire 248
 continents 377, 392, 394
 contingence 522
 contraintes 416, 428, 492
 contre-courant équatorial 278
 convection 375, 487
 mantellique 373
 thermique 366
 convergence 475, 481
 intertropicale 269
Cooksonia 556
 coquille 523
 Coriolis (force de) 48
 corps noir (rayonnement du) 14
 cosmologie 15, 79
 couche D⁺ 366, 378, 488
 courant
 circum-Antarctique 280
 de Humboldt 279
 du Benguela 280
 du Brésil 279
 de convection 373
 de surface 276
 équatorial 278
 courbes
 de survie 538
 hodochrones 362
 couverture
 décollée 439
 sédimentaire 483
 COV 295
 cratérisation 93, 125
 crise
 hirnantienne 573
 volcanique 384
 cristallisation fractionnée 390
 Croll 308
 croûte 364, 385
 continentale 364, 381, 392, 394, 396, 406, 449, 489
 juvénile 488
 océanique 364, 381, 387, 389, 392, 452, 457, 461, 465, 480, 487
 supérieure 420
 terrestre 366
cum sole 265
 cumulats magmatiques 390
 cumulonimbus 276

cumulus 276
cyanobactérie 317
cycle
 de Chapman 259
 de Wilson 489
 du carbone 336
 sédimentaire 173
 sédimentaire océanique 186
 externe 185
Cyclomedusa 516

D

$\delta^{13}\text{C}$ 513
Darwin 157
datation
 absolue 228
 au ^{14}C 233
 radiométrique 162
décharges d'eau de fonte 326
décimation 520
déclinaison magnétique 370
décollement 420, 436, 439, 441, 476
décrochement 423, 447
déformation 374, 385, 418, 426, 429,
 475, 484,
 cassante 421
 coaxiale 419
 continue 428
 non coaxiale 419
Delitzschala bitterfeldensis 562
dendrochronologie 229
dendrogramme 543
dépression 264
dérive ontogénique 554
Dernier maximum glaciaire 310
déshydratation 472, 474, 484
deutérium 303
diaclasses 421
diagenèse 183
diagramme
 d'états de l'eau 250
 Ot 296
diapirs 452, 462
Dickinsonia 516
Dinomischus 518
dioxyde de carbone 256
dipeptides 557
discontinuités 362
 sismologiques 367
disharmonie de plissement 436
disparité 520
dispersion 547
distances
 (mesure des) 30
 (échelles des) 11
distension 471
divergence 445
diversité 520

DMG 322
Dobson 259
dogme central 527
dolbruns 269
dolichocéphales 586
Donau 321
dorsale 387, 392, 398, 405, 452, 457,
 462, 466
 lente 408
 océanique 366, 377, 385, 386, 399,
 406
 rapide 408
downwelling côtier 282
droites isochrones 232
drumlin 299
Dryas récent 327
Dryopithecus 580
ductiles (roches) 419
Dunham 212
Dunkerquien 306
dykes 389, 452, 461
dynamique 416
 des climats 263

E

eau 250
 (cycle de l') 140
 surfondue 251
échelle
 chronostratigraphique mondiale 225
 de Richter 362
 macroisimique d'intensité 358
 magnétostratigraphique 237, 407
éclogites 396, 472, 474
Édiacara 516
Émien 310
effet de serre 142, 283, 332
Einstein (relativité d') 15, 79
Ekman (spirale d') 278
El Niño 287
élévation du niveau de la mer 331
ellipsoïde de référence 352
endosymbiose 514
endothermie 571
énergie 362
 (absorptions d') 251
englacement 315
ENSO 287
environnements sédimentaires 191
éon 227
Eosimias 579
épaississement 477
épicycle 356
épissage 527
équilibres
 intermittents 535
 ponctués 535
ERBE 335

ères 223
érosion 178
 tectonique 476
éruption 381, 384
eskers 299
étage 223
état de contrainte 356, 416
étoiles
 formation 97, 100, 103
 répartition 8
 supernova 29
 vie des 27
Eusthenopteron 557
évolution 523
excentricité 308
exhumation 478, 479
exon 527
expansion océanique 398, 406, 412, 414,
 457
extension 397
extinctions
 en masse 222, 571
 (modalités des) 575

F

faïlle 389, 422, 427, 428, 446, 447, 449,
 453, 458, 468, 476
 inverse 479
 normale 479
 transformante 412, 457, 458
faïstrique 424, 449
farine glaciaire 299
fenêtre des 8-12 μm 284
fentes
 de dessiccation 159
 de traction 422, 426
Fig Tree 513
flèche du temps 157
flexure 403
fluage 420
fluorapatite 504
flux
 géothermique 373, 448, 465
 thermique 377, 464, 465, 471
föhn 294
foliation 429
Folk 211
fonctions de transfert 302
foraminifères 562
forces 413, 416, 472
formaldéhyde 506
formation 217
formations de fer rubanées 510
fossile stratigraphique 194
Fox 509
fragiles (roches) 419
fréons 257

friction du vent 278
front froid 271
fusion 382, 474, 484
partielle 390, 396, 460

G

gabbros 389, 453, 461
galaxies
amas 13
répartition 8
voie lactée 11
gaz rares 305
génération spontanée 497
gènes 526
génotype 526
géoconologie 230
géoésie spatiale 349
géodynamo 367, 372
géode 349, 350, 352, 377, 400
(bombements du) 377
(ondulations du) 352
géotherme 449
glaces de mer 335
glaciaire 322
glaciation
permienne 317
plio-quaternaire 321
glacier 299
glauconite 205
Globotruncana ventricosa 563
glucides 499
Gnathostomes 567
Goldich 176
Goldschmidt 175
Gondwana 481
GPS (*Global Positioning System*) 411
grade 542
gradient géothermique 373, 461, 472, 489
gradualisme 160
phylétique 535
ponctué 535
graine 364, 372
granites 397
granitoides 396, 488
granodiorites 397
granulites 397
gravimétrie 351
gravité 350, 400
groupement
phosphate 502
thiol 502
fonctionnel 501
Gulf Stream 265
Gunflint 513
Günz 321

H

halloysites 205
Hallucigenia 518
halmyrolyse 183
HAP 295
Haplorhiniens 578
harzburgite 390, 461
Henry (loi d') 254
Hépatiques 555
hétérochronies
du développement 552
en mosaïque 553
hétérosphère 256
Himalaya 402, 442, 481
Himantia 573
histidine 509
Holocène 306
Hominidés 578
hominisation 591
Homme
actuel 589
de Dmanisi 585
de la Chapelle-aux-Saints 586
de Mauer 577
de Petralona 586
de Qafzeh 586
de Tautavel 584
Homo
erectus 584
habilis 584
sapiens 586
sapiens neanderthalensis 586
homologue 542
homosphère 256
horloges sédimentologiques 228
Horneophyton 556
Horse latitudes 269
HOT (Harzburgite Ophiolite Type) 391
Hubble, loi de 11, 15
hyaloclastites 390
hydrate 301
hydrolyse 176, 313
Hylonomus 569
hypermorphose 552
hypocentre 356

I

IAB (*Island Arc Basalts*) 488
Ichthyostega 557
Illinoian 321
illites 205
inclinaison 308
magnétique 370
indice de Simpson 547
inflation 25, 81
inlandsis finno-scandien 324

interactions fondamentales 20
interstrate 165
intron 527
inversion 484
tectonique 444, 445
du champ magnétique 371
IRD (*ice-rafted debris*) 319

Ironex 343
isobares 264
isomères 502
isométrie 535
isostasie 400
isothermes 451, 472, 475
isotopes du carbone 304
stables 302

J

Japon 469
joints stylolithiques 422

K

Kansan 321
kaolinite 205
Képler, lois de 50, 87
Klasies River Mouth 588
Köppen 289
Kuroshio 279

L

La Niña 289
Laetoli 590
Lagerstätten 517
lamarckisme 523
laminés 189
langage 594
Laplace (formule de) 264
lehms 321
Lémuridés 578
Lépidodendres 556
lherzolite 390, 396, 461
liaison
ester 509
peptidique 499
phosphodiester 501
thioester 509
Liaoningornis 562
lichen 555
lignification 558
lignine 318
limites de strates 191
linéations 430
Linné 525
lipides 499

litage 190
 lithofaciès 188
 lithosphère 367, 374, 378, 385, 416, 452, 465, 487
 continentale 392, 396, 420, 488, 492
 océanique 386, 388, 398, 405, 421, 445, 461, 464, 466, 479, 487, 492
 lithostratigraphie 215
 loess 299
 longueur du temps 156
 LOT (*Lherzolithic Ophiolite Type*) 391
 Lucy 581
 Lune
 distance à la Terre 5
 formation 106
 taille 5
 LVZ (*Low Velocity Zone*) 366
 Lycopodiale 556
 lysine 509

M

macroévolution 541
 macromolécules 499
 macrophagie 567
 magma 460, 463, 473, 489, 492
 magmatisme 396, 472, 473
 magnétosphère 369
 magnétostratigraphie 236, 371
 magnitude 361
 manteau 367, 375, 378, 394, 396, 420, 463, 472
 supérieur 385
 terrestre 364
 marées 53
 marge
 continentale 386, 453, 456, 473, 480, 488
 active 387, 476
 océanique passive 416
 passive 457
 marnes 213
 Marrella 517
 masse cachée 18
 Mauer 584
 Maximum Thermique de l'Éocène 318
 mécanique 416
 céleste 115
 mécanismes
 aux foyers 410
 postzygotiques 532
 prézygotiques 532
 Medusinites 516
 Meganeura 562
 melt water pulse 326
 membrane alaire 560
 mésopause 262

mésosphère 262
 métamorphisme 396, 466, 474, 477, 478, 483
 métasomatose 475
 métazoaires 515
 météore 273
 météorite 94
 de Murchisson 511
 météorologie 291
 Météosat 293
 méthane 256, 313
 Mexique 480
 micromérisme 514
 microphagie 567
 Milankovitch 308
 milieu
 de dépôt 191
 interplanétaire 73
 interstellaire 31
 molécules 33
 Miller (expérience de) 506
 Mindel 321
 Minimum de Maunder 250
 mistral 295
 modèle
 de la Reine Rouge 538
 de Riedel 425, 436
 Moho 364, 366, 389, 392, 394, 396, 420, 457, 463
 Mohs 180
 molécules organiques 499
 organiques d'origine extraterrestre 510
 Monotremes 541
 Mont Saint Helens 324
 montmorillonite 206
 moraines 299
 MORB (*Mid Oceanic Ridge Basalts*) 378, 462, 487
Morotopithecus bishopi 579
 morphogenèse quantitative 549
 morphologie 548
 mousson 293
 mutations 527

N

NADW 280
 nappes de charriage 441, 481
 NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) 341
 Nebraska 321
 Nectocaris 518
Neoglobobadrina pachyderma 327
 Néolithique 596
 néoténie 552
 neutropause 263
 névé 301

nimbostratus 276
 niveau de la mer 325
 condensé 167
 fossilifère 167
 nomenclature binomiale 525
 noyau 361, 367, 369, 372, 373, 374
 nuages orographiques 276
 nucléosynthèse des éléments 29
 nucléotides 499

O

obduction 466, 477, 478, 479, 484
 occlusion 272
 océan 377, 386
 Atlantique 387
 Pacifique 471
Odontogriphus 518
 œuf amniotique 569
 OIB (*Oceanic Island Basalts*) 378, 488
 oligocène (grande coupure) 315
 oligotaxique 564
 olivine 367
 Oman 477, 478
 ondes sismiques 360, 363, 472
 Ontong Java 318, 576
Opabinia 518
 Oparin-Haldane 506
 ophiolite 389, 463, 477, 483
 Optimum
 de l'Holocène 306
 du Moyen Âge ou médiéval 250, 306
 orbite synchrone 56
Oreopithecus bambolii 580
 ornithorynque 541
 orogénèse alpine 397
 orthochèmes 211
 orthogénèse 535
 ôs 299
 ostéolépiformes 557, 558
Ottoia 518
Ouranopithecus 580
 oxydes nitreux 256
 ozone 256
 stratosphérique 259
 troposphérique 257

P

pædomorphose 553
 PAL 522
Paleoniscus freieslebenense 568
 palygorskites 206
 panache 376, 384, 410, 452, 488
 Pangée 415, 451, 489, 491
 panspermie 506
 Panthalassa 415, 492

- paraphylétique 542
Parapithecus 579
 particules élémentaires 21
 Pauli (principe de) 21
 péramorphose 553
 péridotites 364, 386, 389, 396, 457, 483
 périodes
 oligotaxiques 565
 polytaxiques 565
 perméabilité 520
 pérovskite 367
 perturbations anthropiques 338
 pesanteur 350, 351, 400
 Petit Âge glaciaire 306
 pétrographie 187
 phénogramme 543
 phénotype 526
 photodissociation 259
 phylogénie 541
 moléculaire 598
Pikaia 518
Pithecanthropus erectus 584
 plaine abyssale 387
 planètes
 atmosphères 144
 caractéristiques 63
 évolution 109
 géantes 66
 magnétisme 140
 structures 116
 telluriques 66, 381
 plans
 d'organisation 517
 de Bénéoff 375
 plaque
 océanique 472
 lithosphérique 373, 377, 384, 385,
 398, 412, 472
 plateau
 continental 386, 455
 océanique 384, 488
 basaltique 396
 volcanique 381
 plates-formes 393
 platycéphales 586
 Platyrrhiniens 578
 plésiomorphie 544
 plis 432, 444, 483
 pluies acides 258
 point triple 250
 points chauds 373, 377, 381, 396, 406,
 410, 412, 451, 461, 489
 pôles de rotation 412
 pollen 300
 pollutions de l'atmosphère 295
 polymorphisme 535
 polypeptidique (chaîne) 501
 polyphylétique 542
 polytaxique 564
 pompe biologique 311
 Pongidés 578
 postdéplacement 552
 pot au noir 268
Præcambridium 516
Præzinzanthropus 580
 préadaptés 573
 prédéplacement 552
 préservation 197
 pression 420
 atmosphérique 264
 prévisions météorologiques à moyen terme
 293
 Primates 578
 principe
 d'identité paléontologique 193
 de continuité latérale 193
 de superposition 193
 de « base » de la stratigraphie 193
 prisme d'accrétion 387, 441, 475, 478,
 484
 Procrustes (méthodes) 549
 profiteurs 573
 profondeur
 de compensation 180
 de compensation de la calcite (CCD)
 311
 proénèse 552
 propatagium 561
Propliopithecus 579
 Protérozoïque 317
 protoglobigérines 565
Protosalvinia 556
 protostèle 558
 provinces biogéographiques 547
proxi-data 302
Pteranodon ingens 561
 Ptéridophyte 555, 556
 Ptéridospermées 571
 ptérodactyle 560
 Ptérosaure 559
 puits 339
Purgatorius ceratops 579
 pyrimidine 509
 pyrite 512
- Q**
 Quaternaire 227
Quezalcoatlus nortropi 561
- R**
 raccourcissement 477
 racémique 505
 radiation
 cambrienne 522
 évolutive 573
 radiochronologie 230
 Radiolaires 528
 radiolarites 389
 rais sismiques 362
Ramapithecus 579
Rangea 516
 rebond isostatique 405
 réchauffement annuel 331
 reconquête 572
 réplique 356
 Reptiles 570
 resédimentation 182
 Reville (effet de) 339
 réversions 546
 révolution agricole 596
 rhéologie 385, 419, 420
Rhynia 556
Rhynia 556
 ride de la Barbade 475
 rift 381, 387, 393, 409, 445, 448, 449,
 451, 458, 463, 489
 est-africain 451
 ouest-européen 446, 449
 rifting 315, 451, 453, 455, 457
 austral-antarctique 315
 Riss 321
 Roche (limite de) 55
 roche-mère 173
 roches métamorphiques 429, 430
- S**
Sacabambaspis 567
 saisons 61, 141
 sandurs 299
 Sarcoptrygiens 557
 satellites 381
 atmosphère 144
 caractéristiques 69
 systèmes de 165
 schistosité 429, 430, 431
 sédimentation 182
 segmentation 458, 460
 séisme 355, 468
 sélection naturelle 530
 sépiolites 206
 séquence
 (concept de) 194
 de Bouma 196
 de dépôts 238
 virtuelle 197
 séries
 magmatiques 473
 volcaniques 474
 serpentines 205, 483
 serpentinite 389, 392
 Simiens 578
Sinanthropus pekinensis 584
 siphonostèle 558

- sirocco 295
sismicité 387
sismique 448
foyer 468
sismographes et sismogrammes 358
sismologie 355, 385
Sivapithecus 579
small shelly fossils 517
smectites 206
SMOW 302
Soleil
activité 44
atmosphère 41
caractéristiques physiques 34
composition chimique 40
cycle 44
distance à la Terre 6, 34
équilibre hydrostatique 35
intérieur 38
neutrinos 40
réactions thermonucléaires 39
relations avec le climat 45
rotation 34, 91
structure interne 41
taches 42, 44
vent solaire 369
sols latéritiques 319
solubilité des gaz 254
spéciation 531
allopatrique 533
géographique 548
sympatrique 533
sphère d'influence 56
spinelle 367
Spriggina 516
squelette de Nariokotome 584
stade 321
atlantique 306
de l'ère grecque 306
de l'ère romaine 306
interglaciaire 322
sub-atlantique 306
s sub-boréal 306
Stégocéphales 556
stevensites 206
Strangelove 311
stratégie
adaptatives 529
r 530
K 530
strates 163
stratification de l'atmosphère 262
stratigraphie
séquentielle 238
sismique 218
stratocumulus 276
stratopause 262
stratosphère 262, 384
stratus 276
Strepsirhiniens 578
stromatolites 513
stromatolithe 317
stylolithes 425, 436
subduction 373, 377, 381, 384, 393, 399,
412, 441, 455, 466, 468, 471, 481,
484, 492
(fosses de) 468
(zones de) 366
subsidence 406
thermique 405, 451
supercontinent 415, 489
ssupercritique 250
surface de Wadati-Benioff 468, 472, 477
suspect terranes 480
suture
océanique 480
ophiolitique 487, 491
symbiose 537
symplesiomorphie 544
synapomorphie 544
synclinal 433
synthèse prébiotique 508
systématique 526
cladistique 544
évolutive 543
phénétique 543
système solaire 381
âge 93
composition chimique 9
constante solaire 44, 248
formation 85
la Terre au sein du... 62
autres systèmes solaires 148
systèmes 225
climatiques 289
- T**
tagmose 519
taille du génome 539
talus continental 387
Tambora 324
Tarsiens 578
taux de sédimentation 182
taxinomie 526
taxinomie numérique 543
taxon 220
Elvis 572
Lazare 572
technique Levallois 595
tectonique 421, 444
de couverture 441, 476
des plaques 359, 398, 406
tectonites 390, 428
température 420
apparente 265
temps
de mélange des eaux océaniques 235
de résidence océanique 235
précambriens 227
tension 416
Terre
activité interne 111
âge 93
champ de gravité 61
évolution 109
forme 61
magnétisme 115, 139
mouvements 47
relations avec le Soleil 45
sismologie 114
structure interne 110
Téthys 415, 457, 478
tétrapodes 556
Thallophytes 556
théorie de l'évolution 157
thermocline 276
thermoluminescence 229
thermosphère 262
thioester 509
thiols 509
Toba 324
tomographie sismique 366, 472
Tortilicaudis 556
tourbillon giratoire 278
Trade Winds 269
trajectoires de contraintes 418
tramontane 295
tranchoirs 584
transfert
d'énergie 286
thermique 374
transgressions marines 405
transport 178
trapps du Deccan 576
tremblement de terre 355, 360, 373
Tribrachidium 516
tropopause 262
troposphère 262
trou d'ozone 260
Tulerpeton 557
- U**
uniformitarisme 159
Univers
à différentes longueur d'onde 13
densité 18
expansion 15, 80

histoire 32
 histoire thermique 23
 répartition de la matière 8
 upwellings 282
 upwellings équatoriaux 281
 Urocordés 567

V

vallum morainique 299
 Van Allen (ceintures de) 263
 vaporisation 253
 varves 229
 veille météorologique mondiale 293
 vent 263, 294
 vermiculites 205
 vicariance 547

Victoriapithecus 579
 vie
 (recherche de la) 148
 (rôle de l'eau) 141
 viriel (théorème du) 36, 37
 viscosité 366, 385
 vitesse d'évasion 52, 136
 vivant
 (chimie du) 498
 (notion de) 497
 VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*)
 410
 volcan 381, 449, 472
 volcanisme 118, 381, 387, 409
 de grande ampleur (LIP) 576
 volume cérébral 593
 vortex 261

W

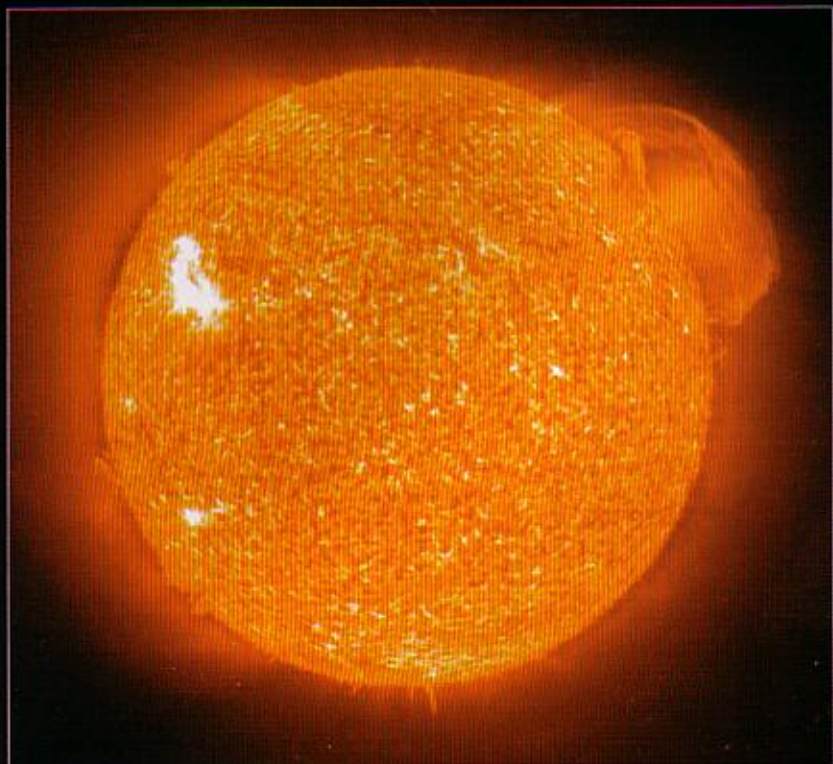
Wächtershäuser 512
 Walther (loi de) 194
 Warrawoona 513
 Wernicke (aire de) 594
 Wisconsinan 321
 Wiwaxia 518
 WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*) 343
 Würm 321

Z

Zinjanthropus 580

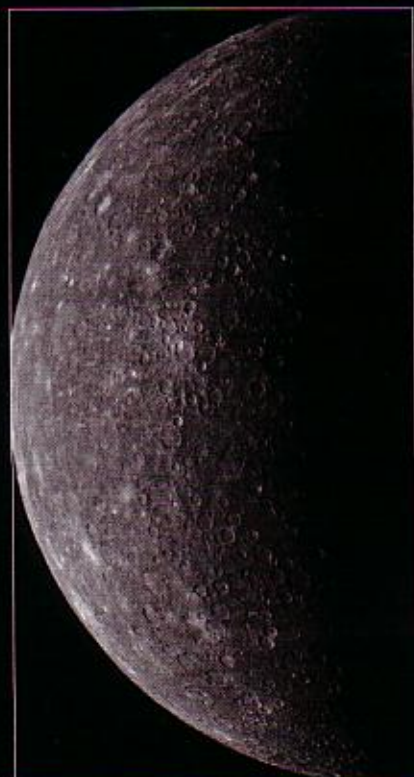
LE SOLEIL

CHROMOSPHERE DU SOLEIL ET PROTUBÉRANCE EN ULTRAVIOLET
© ESA/EIT



ÉCLIPSE DE SOLEIL, LUMIÈRE VISIBLE
Don de Serge Koutchmy, IAP, CNRS

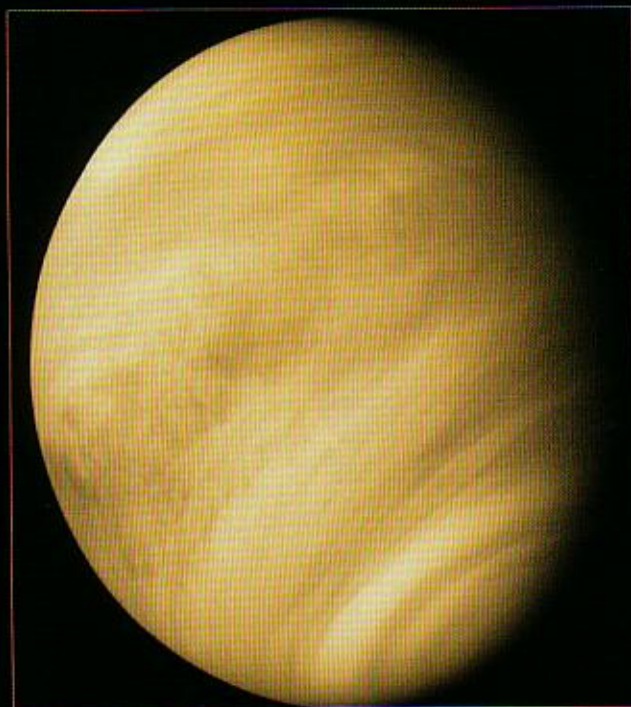
PLANÈTES TELLURIQUES



MERCURE (*Mariner 10*)
© NASA/JPL/Caltech



MARS (*Télescope spatial*)
© NASA/USGS (United States Geological Survey)

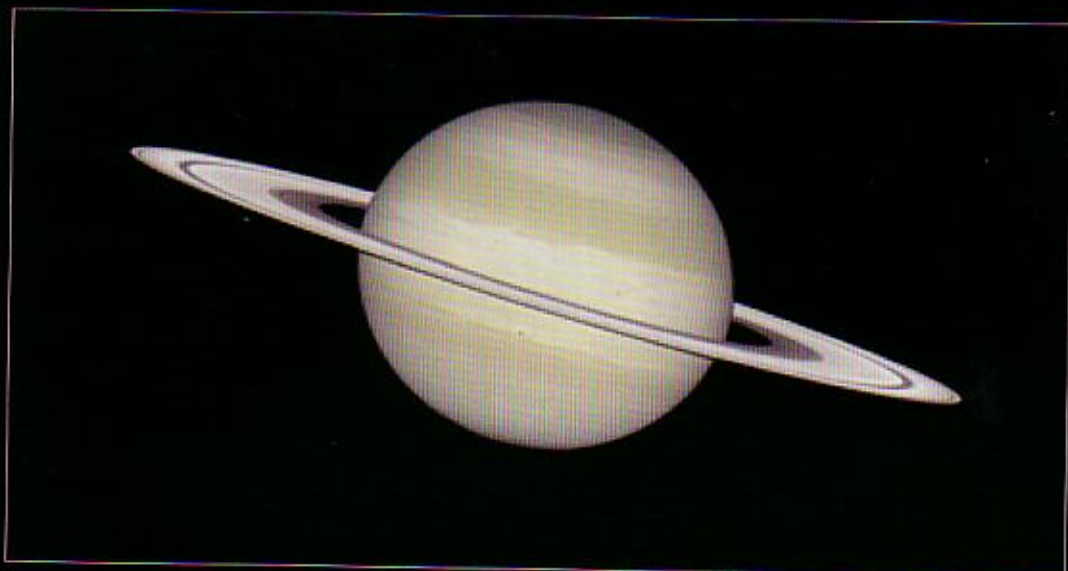


VÉNUS (*Mariner 10*)
© NASA/JPL/Caltech
traitement de David Hamilton.



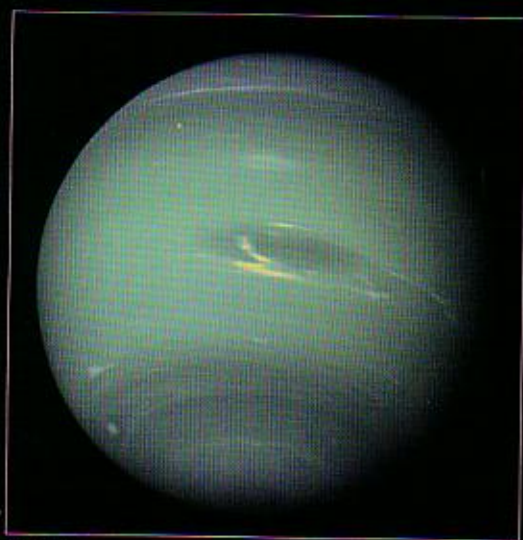
TERRE (*Apollo*)
© National Aeronautics & Space Administration
(NASA, Houston, USA)

PLANÈTES GÉANTES



SATURNE

© National Aeronautics & Space Administration
(NASA, Houston, USA)



NEPTUNE (Voyager)
© NASA/JPL/Caltech



URANUS (Voyager)
© NASA/JPL/Caltech



JUPITER (Voyager)
© NASA/JPL/Caltech

Les tailles respectives des planètes ne sont pas à l'échelle

COMÈTES

NOYAU DE LA COMÈTE DE HALLEY (Giotto)
© ESA/MPAE



HALE BOPP
(Don de Jean Mouette, IAP, CNRS)

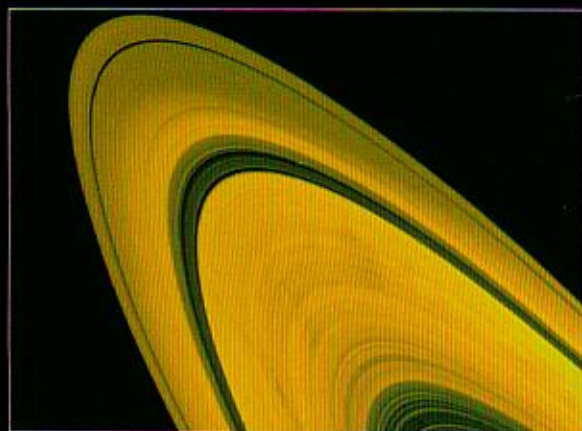


SATELLITES DE SATURNE



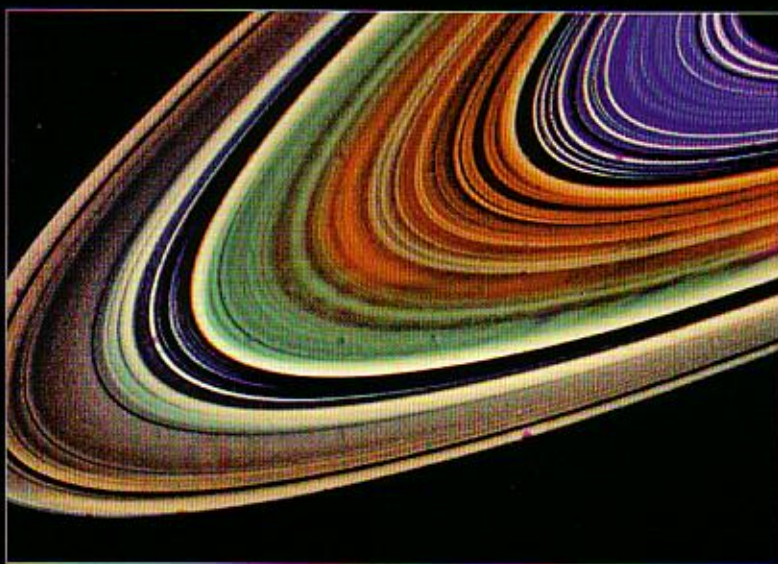
LE SYSTÈME DE SATURNE.
Mosaïque d'images de Voyager
© NASA/JPL/Caltech, création de David Hamilton

ANNEAUX DES PLANÈTES GÉANTES



SATURNE (*Voyager*)

© NASA/JPL/Caltech, traitement de Calvin Hamilton
faisant apparaître les structures radiales

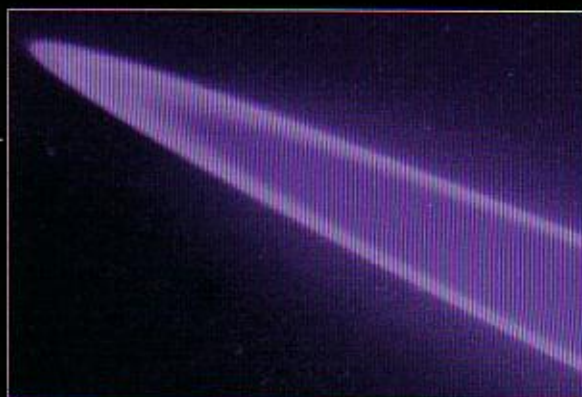


SATURNE (*Voyager*)

© NASA/JPL/Caltech

JUPITER (*Voyager*)

© NASA/JPL/Caltech



NÉBULEUSE D'ORION



LA NÉBULEUSE D'ORION, POUPONNIÈRE D'ÉTOILES
© Hubble Space Telescope

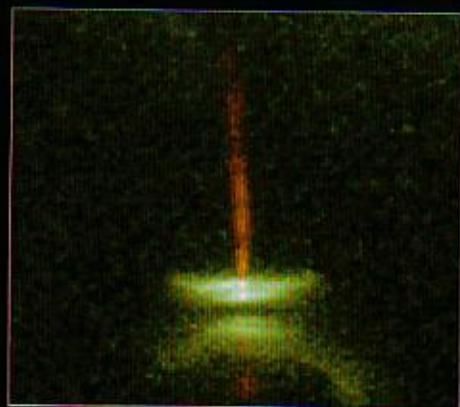
FORMATION D'ÉTOILES



LA NÉBULEUSE D'ORION (détails)
© Hubble Space Telescope

COCONS DE POUSSIÈRES DANS
LA NÉBULEUSE D'ORION

© Hubble Space Telescope



PILIERS DANS LA NÉBULEUSE DE L'AIGLE

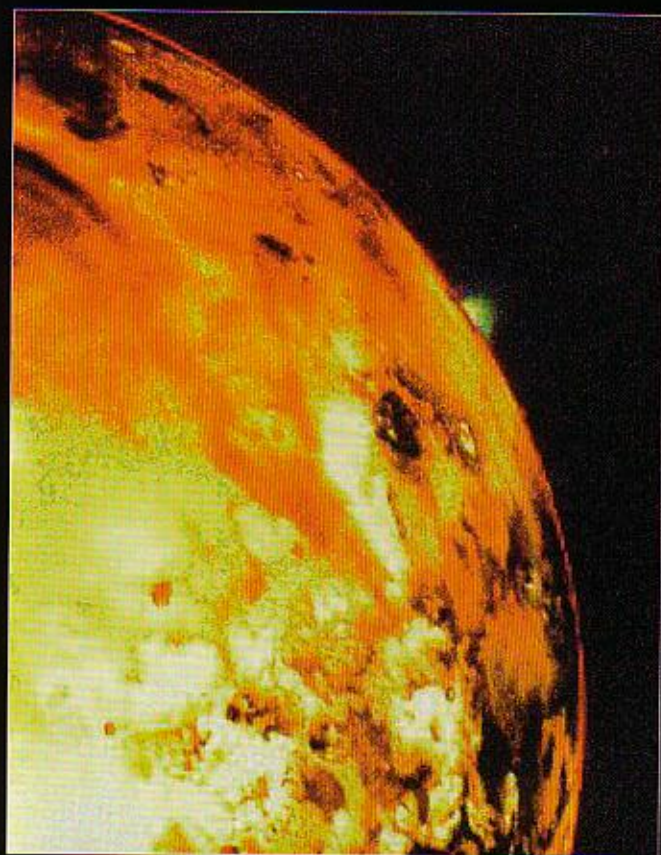
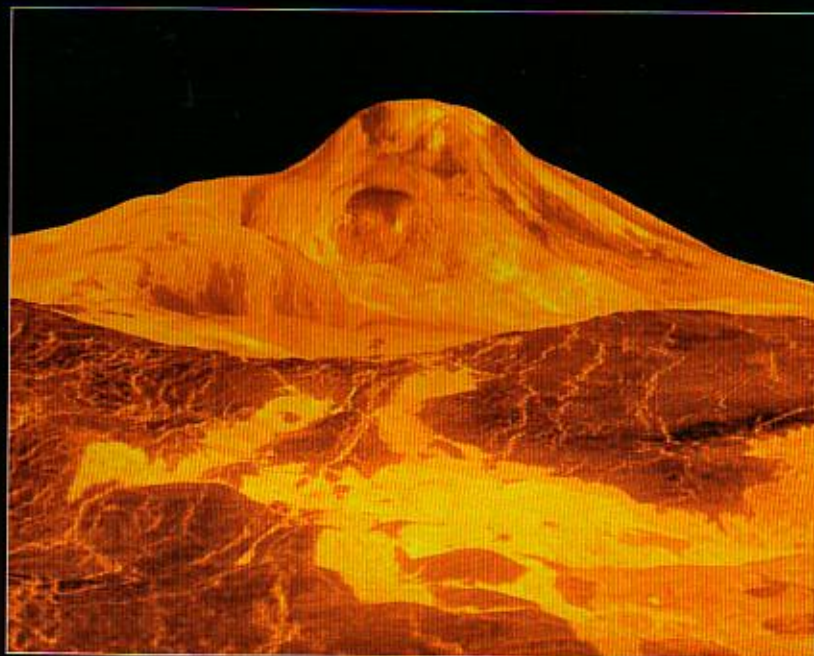
© Hubble Space Telescope

JETS BIPOLAIRES LORS DE LA NAISSANCE D'UNE ÉTOILE

© Hubble Space Telescope

VOLCANS

MAAT MONS (*Magellan*)
Le plus grand volcan bouclier
de Vénus
© NASA/JPL/Caltech

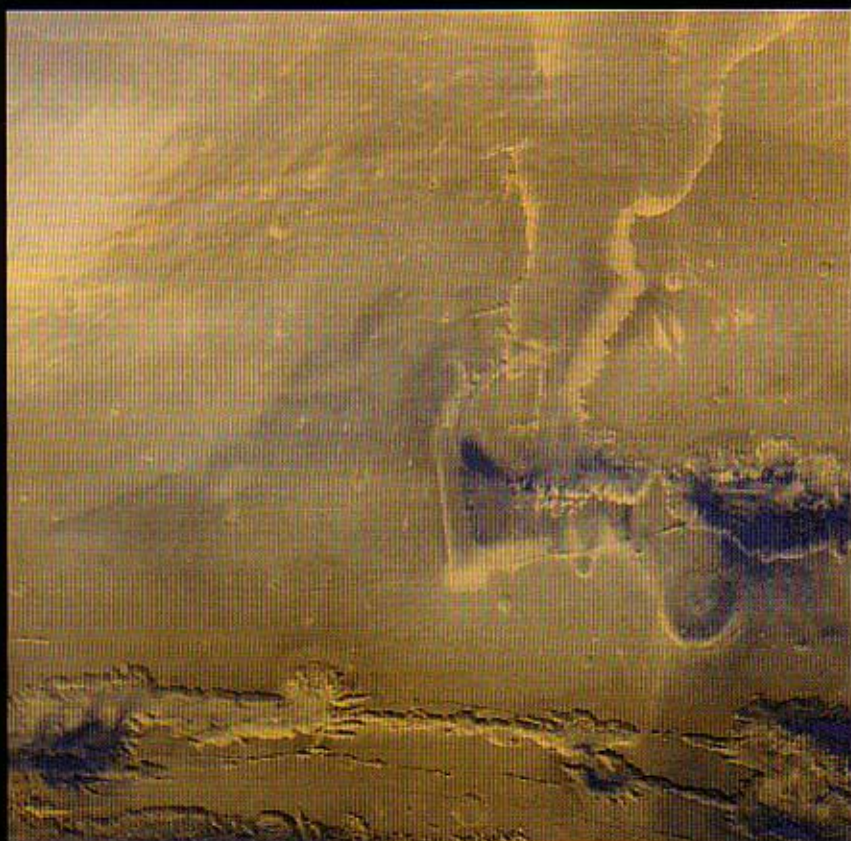
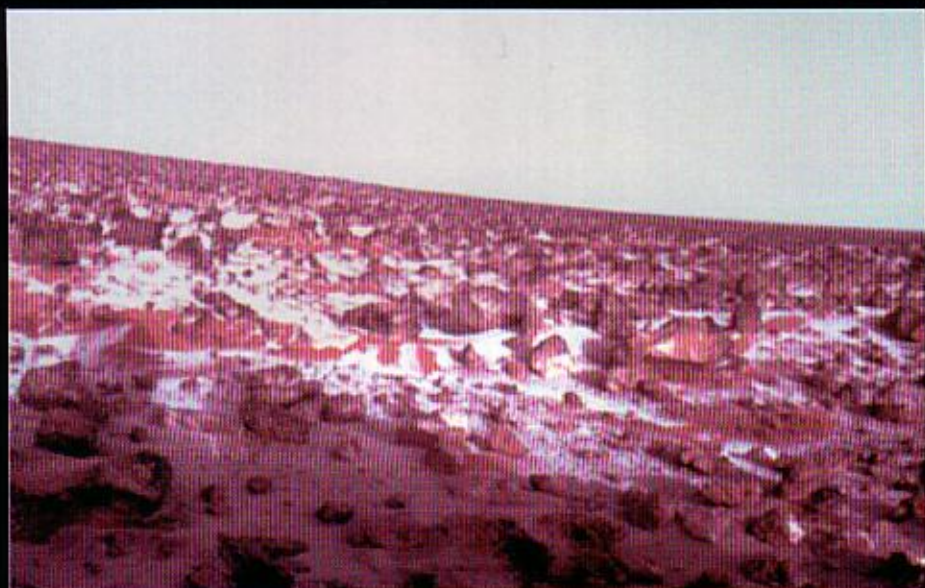


VOLCAN LOKI SUR IO (*Voyager*)
© NASA/JPL/Caltech

PRÉSENCE DE L'EAU ?

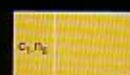
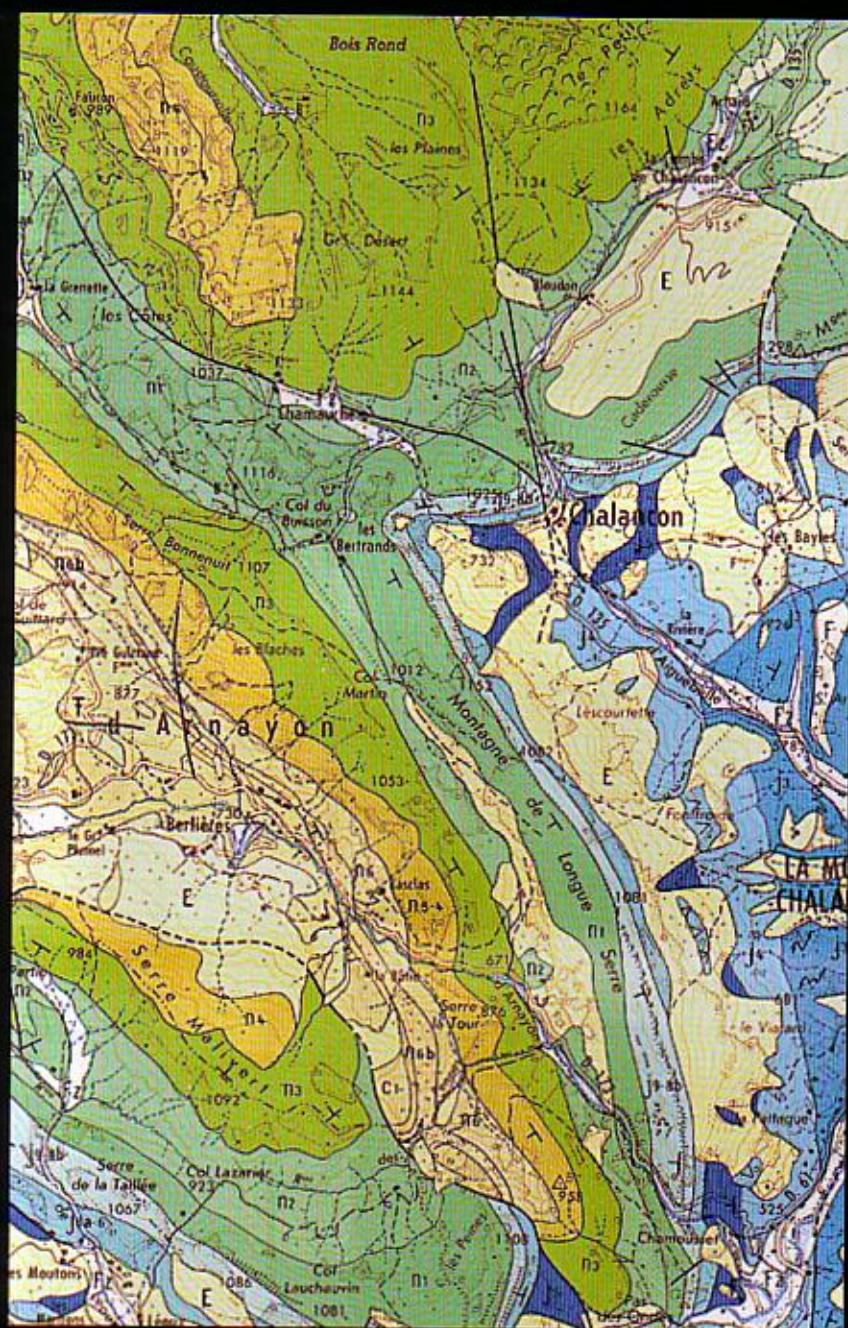
DU GIVRE SUR MARS (*Viking*)

© NASA/JPL/Caltech

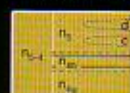


CANYONS DE VALLES MARNIERIS (*Viking*)
© NASA/USGS (United States Geological Survey)

CARTE GÉOLOGIQUE



Marnes bleues
(plus de 1000 m)



n_{5-4} Bédoulien et
Barrémien indifférenciés
 n_5 Bédoulien
d. Calcaire marneux
c. Calcaire bioclastique
 n_2 Barrémien
b. Combe marneuse
a. Calcaire bioclastique
(100 mètres)



Hauterivien
Calcaires marneux et marnes
(200 à 300 mètres)



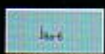
Valanginien
Marnes à ammonites pyriteuses
a. Calcaires à silex (Bezaudun)
(150 mètres)



Berriasien (et sommet du Tithonique)
Marnes, calcaires marneux
et calcaires blancs
a. Berriasien supérieur marneux
(200 mètres)



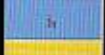
Tithonique
(Portlandien et Kimméridgien supérieur)
Calcaires
(50 à 10 mètres)



Kimméridgien inférieur,
Séquanien, Rauracien
Calcaires marneux et calcaires
(150 mètres)



Argovien (et base du Rauracien)
Marnes et calcaires marneux
(300 mètres)



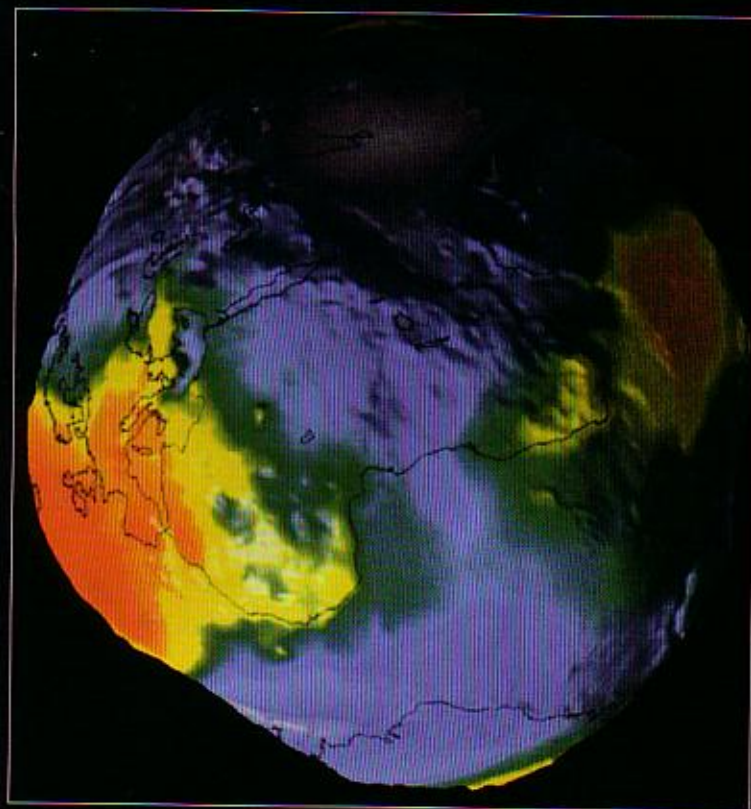
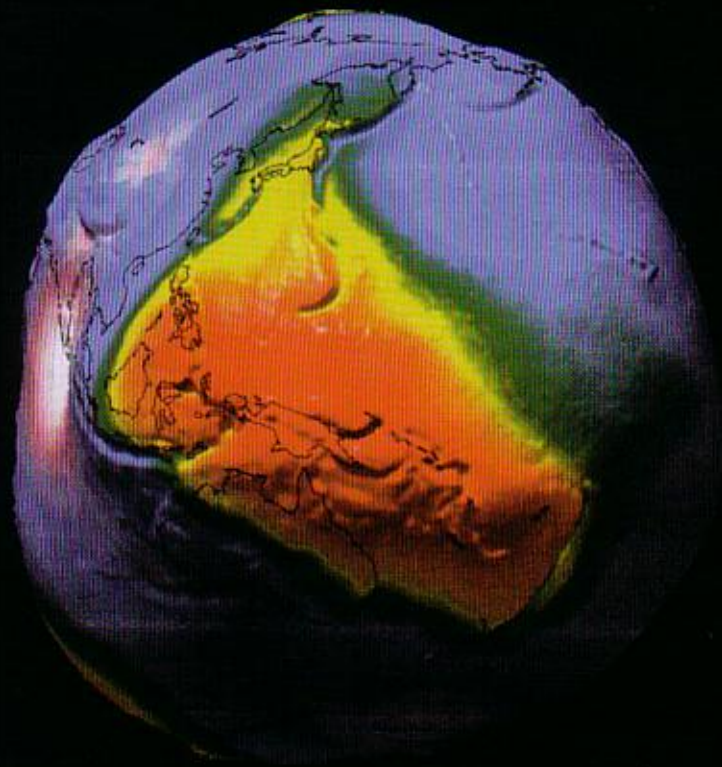
" Terres noires "

i_4 Argovien inférieur, Oxfordien et Callovien supérieur
 i_3 Callovien moyen et inférieur (marnes et plaquettes)
 i_2 Bathonien (plus de 2 000 m)

EXTRAIT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE COULEUR DE DIEULEFIT

© Éditions BRGM, 45060 Orléans. Carte géologique 1/50 000 n° 867 Dieulefit.
Autorisation n° R99/17ed. - Institut géographique national : autorisation n° 42-9072

FORME DU GÉOÏDE TERRESTRE



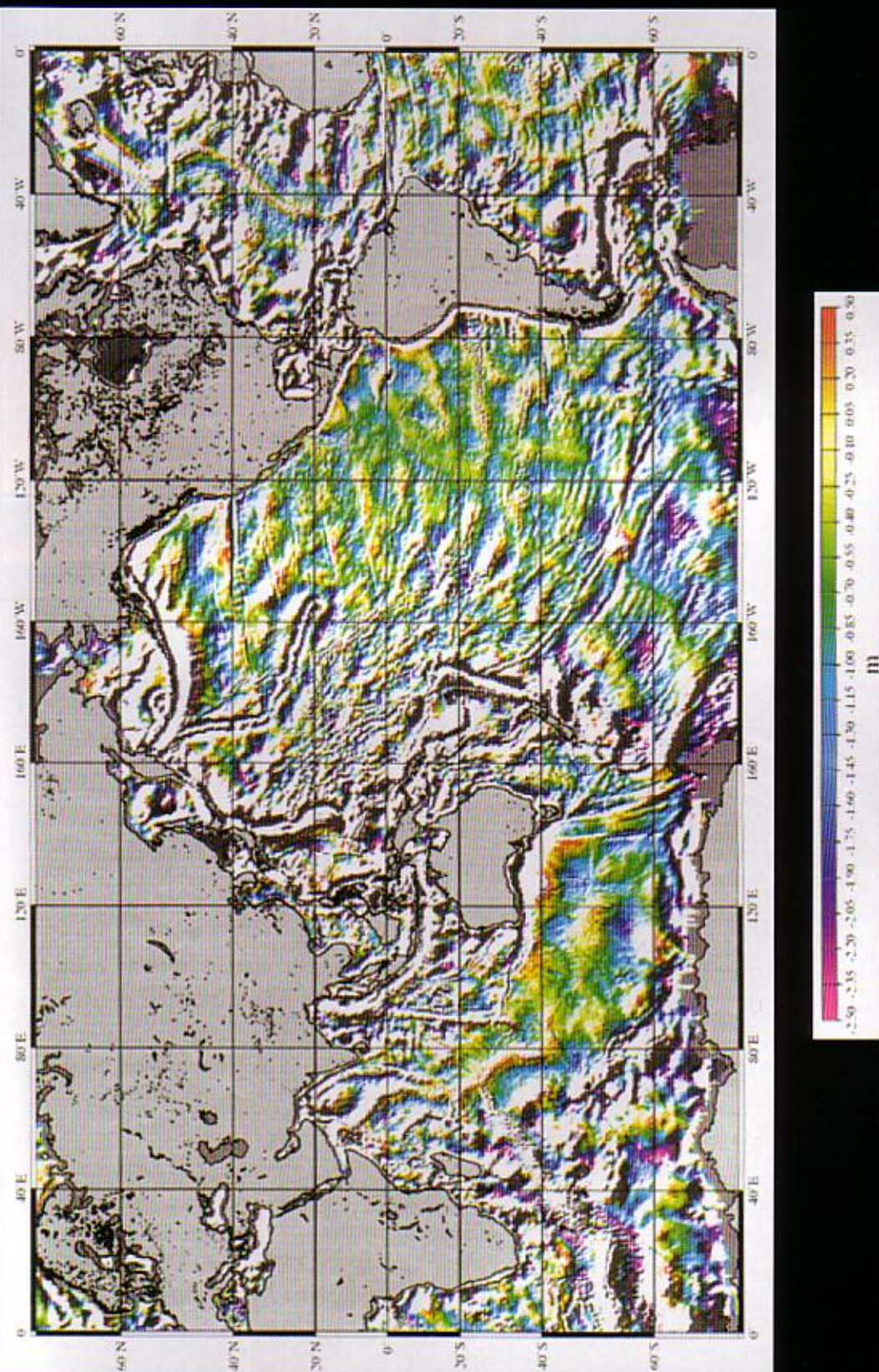
ONDULATIONS À GRANDES LONGUEURS D'ONDE DU GÉOÏDE TERRESTRE
DÉTERMINÉES À PARTIR DE L'ANALYSE DES PERTURBATIONS DES
TRAJECTOIRES DES SATELLITES GÉODÉSIQUES

À droite : hémisphère Europe-Asie

À gauche : hémisphère Pacifique

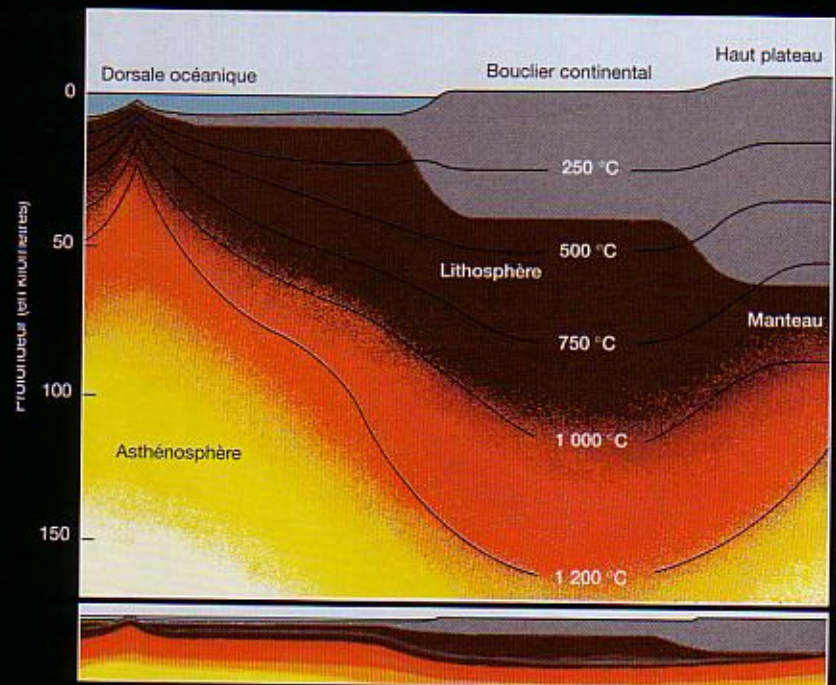
L'amplitude des creux et des bosses, qui ne dépasse pas la centaine de mètres,
a été considérablement exagérée.

Document GRGS



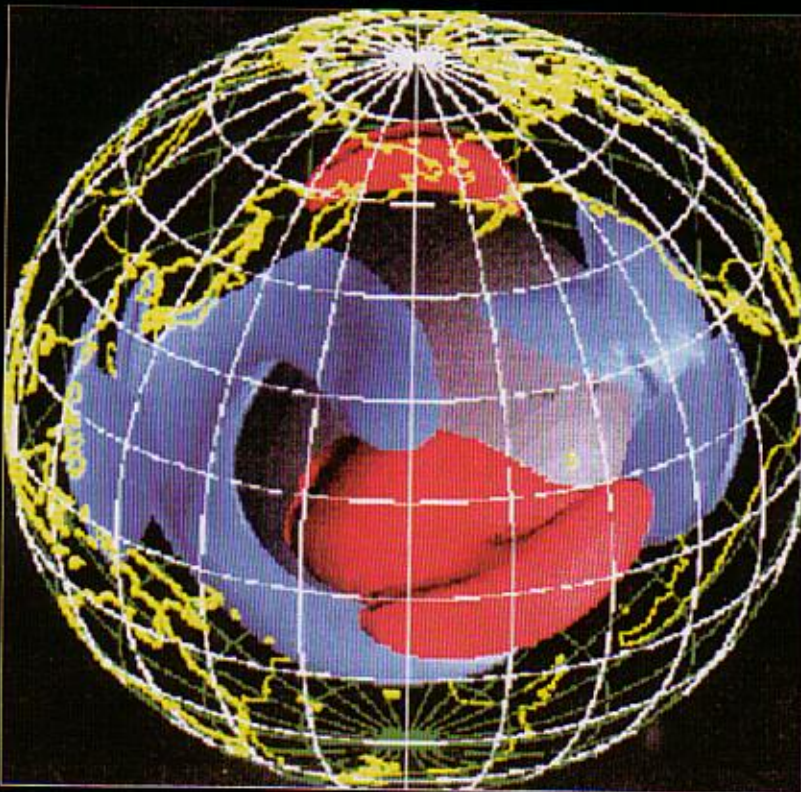
SURFACE MOYENNE (SATELLITE ERS-1)
 © P. Mazzega, M. Berge-Nguyen, Anny Cazenave, CNES, Toulouse

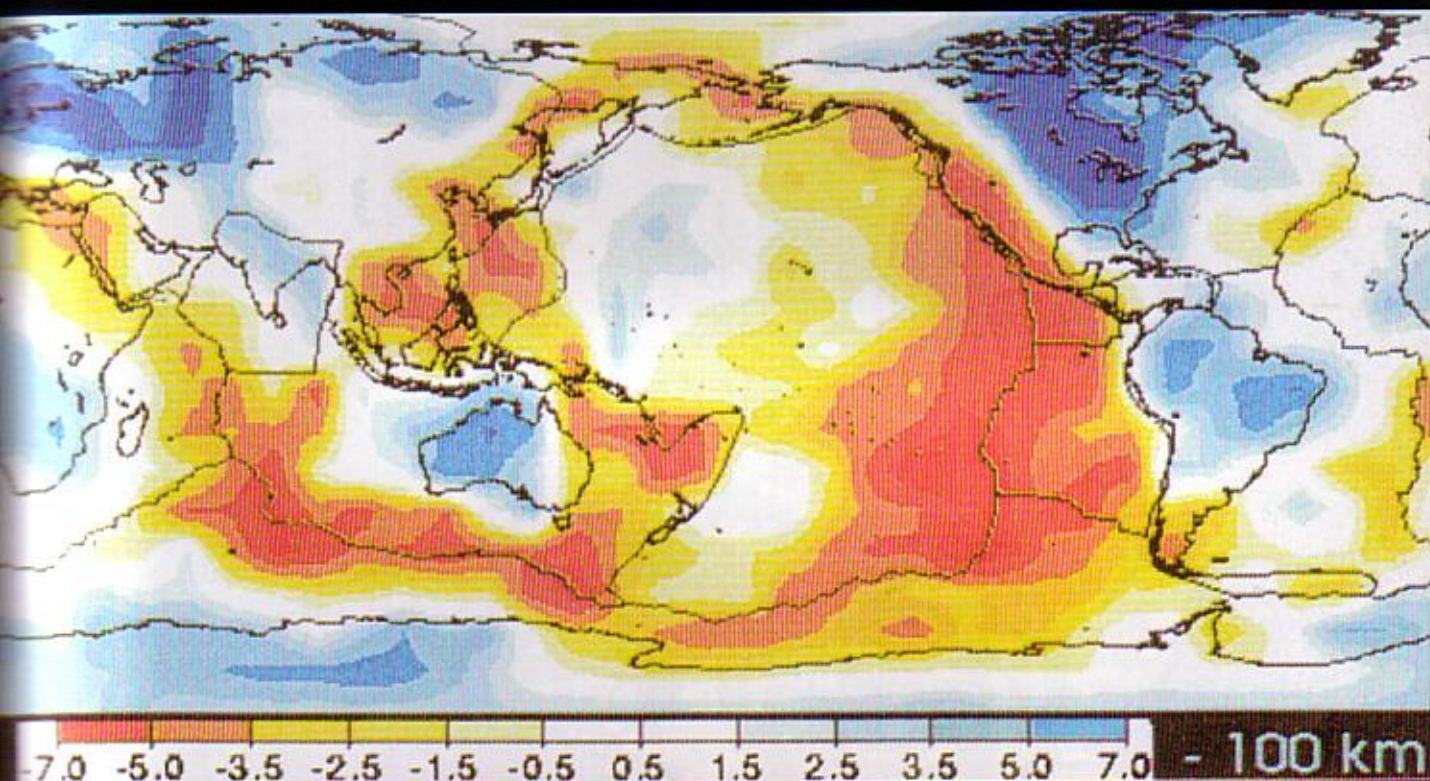
COUPE DE LA LITHOSPHERE ET DE L'ATHÉNOSPHERE



ANOMALIES DES VITESSES DE PROPAGATION DES ONDES SISMQUES DANS LE MANTEAU TERRESTRE

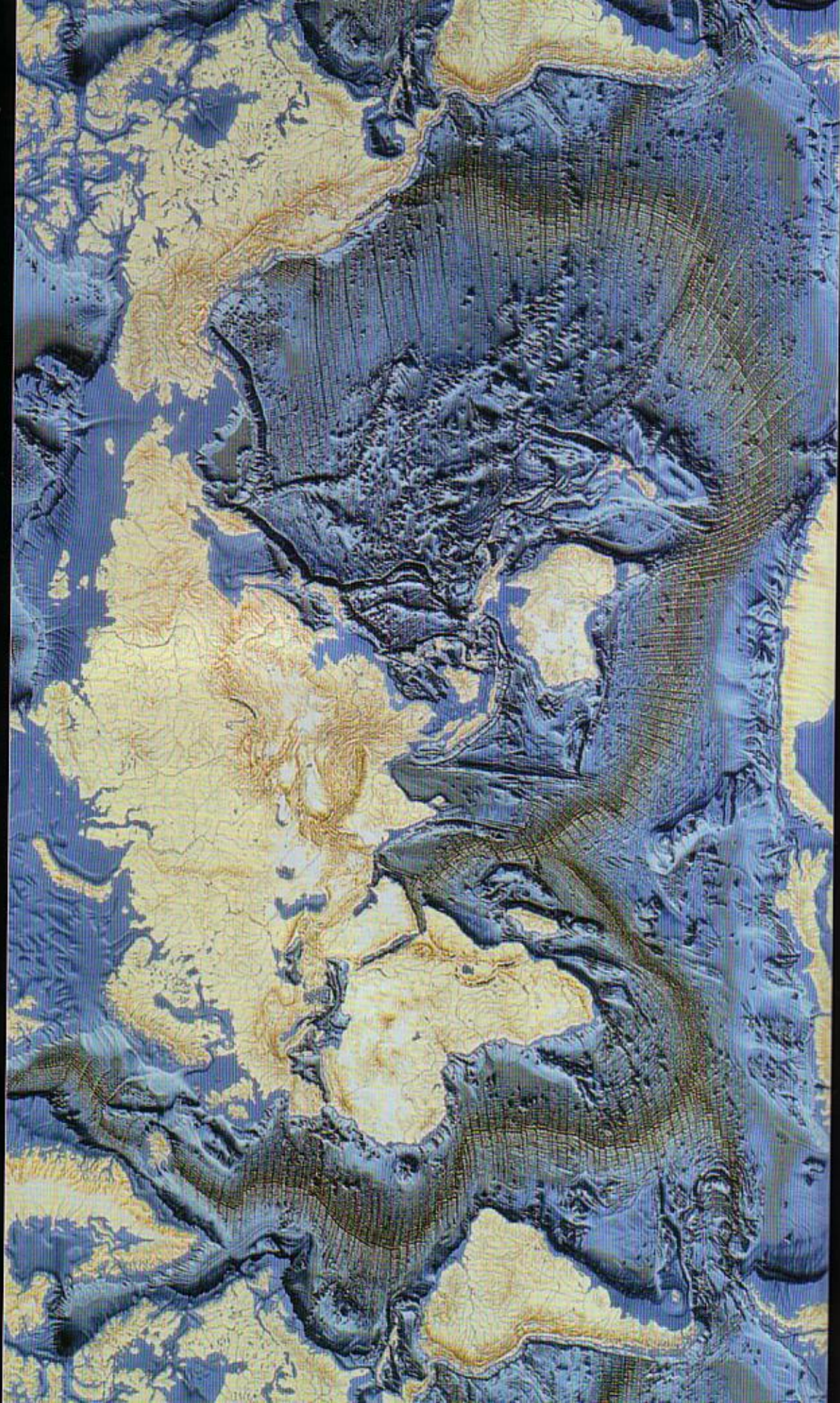
© Géoscope, Alessandro Forte : tomographie globale. Institut de physique
du globe, Paris, département de sismologie





CONTRASTES DE VITESSES DANS LE MANTEAU À 100 KM DE PROFONDEUR

© Géoscope, Jean-Paul Montagner : tomographie anisotrope. Institut de physique du globe, Paris, département de sismologie



SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Après avoir situé notre globe dans l'histoire et l'immensité de l'Univers, les auteurs en étudient ici toutes les dimensions : du noyau jusqu'à la croûte, du fond des océans jusqu'à la stratosphère et du fossile jusqu'à l'homme dans son environnement actuel.

Première partie

La Terre, planète du système solaire

La place de la Terre dans l'Univers
La formation du système solaire
L'évolution de la Terre et des planètes



Astrophysicien, spécialiste du système solaire, **André BRAHIC** est professeur à l'université Paris-VII/Denis Diderot ; il dirige également l'équipe universitaire γ G au commissariat à l'Énergie atomique de Saclay.

Deuxième partie

La Terre, archives géologiques et mémoire du temps

Les concepts de base de la géologie, science de l'histoire de la Terre
Les roches, archives géologiques
La mesure du temps et l'histoire de la Terre



Géologue, spécialiste de sédimentologie, **Michel HOFFERT** est professeur à l'université Louis Pasteur (École et Observatoire des sciences de la Terre, Strasbourg) où il assure aussi les fonctions de vice-président, chargé des relations internationales.



Géologue, spécialiste de paléontologie et de morphologie quantitative, **André SCHAAF** est professeur à l'université Louis Pasteur (École et Observatoire des sciences de la Terre, Strasbourg).

Troisième partie

La Terre et ses climats : dynamique des enveloppes fluides

Les climats actuels
Les climats anciens
Les climats du futur



Géologue, spécialiste de tectonique, **Marc TARDY** est professeur à l'université de Savoie (Chambéry) où il dirige le laboratoire de Géodynamique des chaînes alpines.

Quatrième partie

La Terre solide et sa dynamique

Forme, structure et dynamique globales de la Terre
La lithosphère et sa dynamique



Jean-Yves DANIEL a coordonné l'ouvrage. Inspecteur général de l'Éducation nationale, il est également chercheur associé à l'Institut d'astrophysique de Paris et professeur associé à l'université de Marne-la-Vallée.

Cinquième partie

La Terre, planète du vivant

L'apparition de la biosphère
La diversification et l'évolution de la biosphère

Schémas, graphiques, diagrammes, tableaux, cartes, dessins, photos : près de mille documents d'illustration viennent appuyer le texte. En outre, un cahier spécial réunit de nombreuses images en couleurs : clichés d'astronomie, carte géologique, planisphère du relief terrestre, etc. Des fiches spécialisées ponctuent les chapitres et l'ensemble est enrichi par des exercices corrigés.

Premier et deuxième cycles de l'enseignement supérieur, préparation aux grandes écoles et aux concours de l'enseignement.

Ouvrage de synthèse, ce livre devrait satisfaire aussi l'attente de tous ceux qu'intéresse par ailleurs l'évolution des sciences aujourd'hui.



Sciences de la terre et de l'univers (Vuibert, 19, 633 pages)
ouvrage collectif : Brahic, Hoffert, Schaaf, tardy

Après avoir situé notre globe dans l'histoire et l'immensité de l'Univers, les auteurs en étudient ici toutes les dimensions : du noyau jusqu'à la croûte, du fond des océans jusqu'à la stratosphère et du fossile jusqu'à l'homme dans son environnement actuel.

1ère partie : La Terre, planète du système solaire
La place de la Terre dans l'Univers
La formation du système solaire
l'évolution de la terre et des planètes

2ème partie : La Terre, archives géologiques et mémoire du temps
Les concepts de base de la géologie, science de l'histoire de la Terre
Les roches, archives géologiques
La mesure du temps et l'histoire de la Terre

3ème partie : La Terre et ses climats : dynamique des enveloppes fluides
Les climats actuels
Les climats anciens
Les climats du futur

4ème partie : La Terre solide et sa dynamique
Forme, structure et dynamique globale de la Terre
La lithosphère et sa dynamique

5ème partie : la Terre, planète du vivant
L'apparition de la biosphère
La diversification et l'évolution de la biosphère

Ouvrage riche et dense. J'ai arpenté les librairies universitaires pendant 15 ans pour enfin découvrir cette synthèse très bien faite qui réconciliera ses lecteurs à la géologie.